



Etude couplée modélisation/télédétection pour le suivi des états et bilans hydriques de surface en zone sahélienne

Stéphane Saux Picart

► To cite this version:

Stéphane Saux Picart. Etude couplée modélisation/télédétection pour le suivi des états et bilans hydriques de surface en zone sahélienne. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2007. Français. NNT : . tel-00277226

HAL Id: tel-00277226

<https://theses.hal.science/tel-00277226>

Submitted on 5 May 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie

Spécialité

Fonctionnement Physique Chimique et Biologique de la Biosphère Continentale

Présentée par

Stéphane SAUX PICART

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

**Étude couplée modélisation/télédétection
pour le suivi des états et bilans hydriques
de surface en zone sahélienne**

Directrice de thèse : Catherine Ottlé

Co-directeur de thèse : Alain Perrier

MM. Pierre	RIBSTEIN	Président
Isabelle	BRAUD	Rapporteur externe
Jean-Christophe	CALVET	Rapporteur externe
Anne	VERHOEF	Examineur
Laurent	KERGOAT	Examineur
Catherine	OTTLE	Examinatrice et directrice de thèse
Alain	PERRIER	Examineur et co-directeur de thèse
Bernard	CAPPELAERE	Invité
Mehrez	ZRIBI	Invité

Je m'accommoderais fort mal d'un monde sans livres, mais la réalité n'est pas là, parce qu'elle n'y tient pas tout entière.

Marguerite Yourcenar, *Mémoires d'Hadrien*

Remerciements

Je voudrais en premier lieu remercier chaleureusement Alain Perrier qui m'a accepté dans son DEA, m'a permis d'obtenir une bourse de thèse et a encadré mon travail de thèse dans son intégralité par ses remarques éclairées.

Je remercie également chaleureusement Catherine Ottlé qui a encadré ma recherche pendant plus de 3 années. Sa disponibilité et la confiance qu'elle m'a accordée m'ont permis de terminer cette thèse dans de bonnes conditions. Un grand merci à Mehrez Zribi aussi qui m'a épaulé et encadré en particulier sur le traitement d'images.

Je remercie l'ensemble des membres du jury. En particulier merci à Isabelle Braud et Jean-Christophe Calvet pour avoir accepté de lire avec attention mon manuscrit et pour avoir formulé des questions et des remarques pertinentes.

Je tiens ensuite à remercier tous les membres du programme AMMA avec qui j'ai eu le plaisir de travailler, et en particulier Bernard Cappelaere et Nicolas Boulain pour leur précieuse et précise connaissance du terrain et les données qu'ils ont collectées. Je n'oublie pas, bien sûr, l'IRD de Niamey, et en particulier Luc Descroix, Jean-Louis Rajot et David Ramier pour leur accueil et les données qu'ils ont collectées sur le terrain. J'adresse mes remerciements à Frédéric Baret pour l'explication de sa méthode d'inversion du LAI et pour ses programmes.

Merci aux équipes respectives des différents centres de traitement et mise à disposition de données : POSTEL, AMMASAT data base, EUMETSAT Land SAF, EOS, Climserv.

J'adresse mes remerciements à toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué au bon déroulement de cette thèse, en particulier à tous les chercheurs de l'équipe IOTA du CETP : Monique, Danièle, Alain et Denis. Merci à Christine, pour son aide en ce qui concerne le traitement de données. Merci également à Jean-Claude Bergès et Franck Chopin pour leur soutien et leur connaissance de l'instrument SEVIRI/MSG. Un grand merci aux quelques informaticiens qui ont patiemment répondu à mes questions, souvent basiques, et avec qui j'ai partagé de nombreuses pauses café : Laurent,

Nicolas et Bruno. Merci également à tous les membres du département MGC du CETP : Béatrice, Catherine, Agnès, Marilyne, Caroline et les autres.

Trois personnes méritent des remerciements particuliers : Apoint (Alexis M.), avec qui j'ai partagé le bureau dans une excellente ambiance... Bépoint (Benoit C.), avec qui j'ai également partagé un bureau dans la bonne humeur. Merci pour ta pédagogie et ta patience pour répondre à certaines de mes questions. Bertrand, arrivé au début de ma deuxième année, je te dois énormément comme je te l'ai déjà dit... et même plus que ça ! Pour rester pragmatique, merci pour ton aide et tes connaissances en modélisation de surface.

Je tiens à remercier tous les non-permanents et intermittents de la recherche que j'ai pu croiser durant ces dernières années au CETP : Joel M. (on discutera encore longtemps de nos lectures respectives), Julien D., Cyrille A., Aurélie B., Aurélie L. (maintenant je ne connais même plus tes initiales...), Lucas B., Mickaël P., Abdu Aziz (le grand chercheur sénégalais), Abdelaziz K., Hassan A., Thais P., Benjamin G., Sébastien G., Géraldine G., Alexandra T., ... Merci également à toutes les personnes suivantes, qui ne sont pas toutes du CETP mais qui ont contribué à rendre ces dernières années agréables : JUM, Cyril G., Maurice Rousselot, Laurent P., Christophe C., Paul L., Fouad S.,...

Je terminerai en disant simplement merci à ma famille et à Karen.

Table des matières

Remerciements	i
Introduction	1
1 Contexte de l'étude	5
1.1 Le Sahel et l'Afrique de l'Ouest	5
1.1.1 Quelques éléments sur le climat de l'Afrique de l'Ouest	6
1.1.2 Les grands écosystèmes naturels d'Afrique de l'Ouest	8
1.2 Le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine)	8
1.2.1 Les objectifs du programme AMMA	9
1.2.2 Les outils et méthodes du programme AMMA	9
1.3 Site d'étude privilégié : le super-site de Wankama	10
1.3.1 Le climat	10
1.3.2 Géomorphologie et pédologie	12
1.3.3 Quelques éléments du cycle de l'eau	13
1.3.4 La végétation et l'occupation des sols	14
1.3.5 L'homme et son milieu	14
1.3.6 Instrumentation du super site et mesures dans le cadre du programme AMMA	15
 I Le Modèle SETHyS_Savannah	 17
2 Le modèle SETHyS_Savannah : Échanges d'énergie et d'eau en zone semi-aride	21
2.1 Bilan d'énergie et d'eau à l'interface continentale	21
2.1.1 Le bilan radiatif	23
2.1.2 Les échanges conductifs	27
2.1.3 Les échanges convectifs	30
2.2 Bilan hydrique et contenu en eau du sol	37
2.2.1 Quelques bases physiques	37
2.2.2 La modélisation des échanges d'eau dans le sol	39

2.2.3	Bilan hydrique	41
3	Validation du modèle	45
3.1	Le forçage du modèle	45
3.1.1	Le forçage atmosphérique	45
3.1.2	Description de la végétation	47
3.2	Mesure des flux	48
3.3	L'optimisation du modèle	49
3.3.1	La méthode d'étalonnage MCIP	50
3.3.2	Les paramètres étalonnés	52
3.4	Comparaison des termes du bilan d'énergie	58
3.4.1	Commentaires généraux	59
3.4.2	Comparaison des résultats à l'échelle journalière	61
3.5	Le bilan hydrique	65
3.6	Conclusion/discussion sur la validation	68
3.6.1	Discussion sur la méthode d'étalonnage	68
3.6.2	Discussion à propos de l'apport de l'introduction d'une seconde couche de végétation dans le modèle	69
3.6.3	Une validation "partielle"	70
II	Spatialisation du modèle	73
4	Apport de la télédétection spatiale	77
4.1	Les données disponibles	77
4.1.1	Les données SPOT	77
4.1.2	Les données ASAR/ENVISAT	79
4.1.3	Les données MODIS/TERRA et AQUA	80
4.1.4	Les données SEVIRI/MSG	81
4.2	Carte d'occupation des sols	82
4.2.1	Les méthodes de classification	82
4.2.2	Les différentes classes	84
4.2.3	Validation de la classification proposée	86
4.3	L'humidité des sols à partir de ASAR/ENVISAT	88
4.3.1	Étude théorique	88
4.3.2	Application aux images	92
4.4	<i>LAI</i> : inversion à partir d'images SPOT	93
4.4.1	Description de l'algorithme	94
4.4.2	Application	97

4.4.3	Comparaison aux produits LAI/MODIS AQUA et TERRA	98
4.5	La température de surface	100
4.5.1	Les algorithmes de "split-window"	100
4.5.2	Comparaison MSG/MODIS	101
4.6	Conclusion	102
5	Modélisation à l'échelle du super site AMMA/Niger	103
5.1	Mise en place de la modélisation sur le super site	103
5.1.1	Une modélisation de type "mosaïque"	103
5.1.2	Le choix des paramètres	105
5.1.3	La description de la végétation	107
5.1.4	Le forçage atmosphérique et pluviométrique	108
5.2	Résultats	109
5.2.1	Le bilan énergétique et hydrique du super-site	109
5.2.2	Éléments de validation des simulations	110
5.2.3	Conclusions et perspectives	118
5.3	Études de sensibilité	119
5.3.1	Sensibilité à la méthode d'interpolation des pluies	119
5.3.2	Sensibilité à l'occupation des sols	122
5.3.3	Conclusions et perspectives	125
	Conclusion	127
A	Article 1 : SEtHyS_Savannah : a multiple source land surface model applied to sahelian landscapes	133
B	Article 2 : Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region	151

Introduction

Les enjeux de l'étude des changements climatiques

Prenant acte de la réalité du réchauffement climatique dans la décennie 90 et de la responsabilité humaine dans ces dérèglements, les dirigeants politiques ont initié une politique de lutte contre le réchauffement de la planète. Les gaz à effet de serre sont responsables du réchauffement climatique car ils piègent le rayonnement solaire et terrestre dans l'atmosphère. Le Protocole de Kyoto, qui est entré en vigueur en février 2005, est l'exemple le plus actuel d'une stratégie de réduction des gaz à effet de serre. Cette politique n'est toutefois pas sans diviser les pays industrialisés, peu enclins à remettre en cause leur modèle de croissance, et les pays du Sud inquiets pour leurs projets de développement. Dès la fin des années 1970, la réflexion sur les problèmes environnementaux n'était déjà plus cantonnée aux seuls cercles écologistes. L'environnement était devenu un objet de préoccupation des États. Mais ce n'est qu'en 1992, lors du sommet de la Terre à Rio, qu'ils ont finalement reconnu la nécessité d'agir dans le cadre d'un "partenariat mondial".

Le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) [Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC] - Prix Nobel de la Paix 2007 - est un organisme chargé du suivi scientifique des négociations internationales sur le changement climatique. Fondé en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement, il joue un rôle central dans les négociations. Sa mission est de rassembler des données scientifiques, techniques et socio-économiques pertinentes afin d'envisager les risques des changements climatiques liés aux activités humaines. Il doit également formuler et évaluer des stratégies possibles de prévention et d'adaptation.

Le dernier rapport du GIEC paru en 2007 établit la responsabilité humaine dans le réchauffement climatique et confirme le rôle des émissions de gaz à effet de serre et la gravité des changements en cours : augmentation moyenne de la température de 1.8 à 4°C, hausse du niveau des océans de près de 60 cm d'ici la fin du siècle et généralisation des vagues de chaleur et des épisodes de fortes précipitations.

Face à ces prévisions alarmistes, la communauté scientifique se mobilise autour des thématiques environnementales. Plusieurs projets et programmes internationaux se développent pour comprendre les causes et effets du changement climatique à différentes échelles. Cependant, si l'on veut bien

prédire le climat futur, il est important de bien comprendre et modéliser le climat présent et sa variabilité. Plusieurs programmes visant à mieux comprendre les processus de surface ont été mis en œuvre et en particulier : le projet GSWP (Global Soil Wetness Project) ou la future mission spatiale SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) visant à décrire et cartographier par la modélisation et l'observation spatiale l'état hydrique des surfaces continentales à l'échelle du globe. Le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) a, quant à lui, pour objectif de déterminer l'origine de la variabilité de la mousson ouest-africaine.

Les conséquences des changements climatiques au Sahel

Le Sahel est une région particulièrement sensible aux changements climatiques. La FAO (Food and Agriculture Organisation) estimait en 2000 que le secteur agricole faisait vivre 51% de la population au Sahel. Or la production agricole est très dépendante dans ces régions de la fréquence et de l'importance des pluies. Une faible variabilité dans le régime des pluies peut avoir des conséquences dramatiques, comme le rappelle la famine qui a touché le Niger en 2005 suite à une "mauvaise" saison des pluies durant l'été 2004. L'Afrique de l'Ouest avait déjà connu de tels épisodes de famine entre la fin des années 1960 et le milieu des années 1990 où l'on a enregistré les plus forts déficits pluviométriques jamais observés. La question de la qualité de la future saison des pluies a par conséquent toujours été au cœur des préoccupations des États d'Afrique de l'Ouest, des cultivateurs, éleveurs et communautés rurales. Traditionnellement, des prévisions qualitatives de la future saison des pluies sont faites à partir d'indicateurs environnementaux tels que la température de l'air durant la saison sèche, la production fruitière de certaines espèces d'arbres en début de saison des pluies ou encore la date de démarrage et la régularité des premières pluies (Roncoli et al., 2002). Cependant ces prévisions sont peu fiables. Pour les gestionnaires de ressources hydrauliques, les modélisateurs de productions agricoles, les agences internationales d'aide alimentaire ou les institutions publiques, des prévisions plus fiables permettraient de diminuer les impacts d'événements extrêmes mais aussi de tirer avantage de conditions pluviométriques favorables.

Étudier et comprendre les mécanismes qui régissent la variabilité climatique dans le Sahel est donc de première importance. Ainsi, de nombreuses études se concentrent dans cette région depuis quelques décennies : cela a débuté avec la campagne Hapex-Sahel dans les années 90 (Hydrologic and Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel, Goutorbe et al., 1997) dont l'objectif était de mieux représenter les interactions entre surface continentale et atmosphère. Ce programme est maintenant suivi par le programme AMMA.

Les outils pour le suivi des changements climatiques à grande échelle

De plus en plus, l'accent est mis sur l'étude des interactions surface-atmosphère. Le Sahel a été identifié par Koster et al. (2004) comme étant une des trois régions du globe où l'interaction entre

humidité du sol et précipitations est la plus importante. De même, Seneviratne et al. (2006) ou encore Taylor (2007a) ont montré le fort couplage surface-atmosphère à l'échelle régionale sur l'Europe et sur le Sahel respectivement.

La surface joue donc un rôle considérable sur le climat, il est donc important de mieux comprendre et représenter les échanges d'énergie et d'eau entre la surface et l'atmosphère sur de larges échelles spatio-temporelles.

La télédétection spatiale est un outil très puissant pour caractériser les états de surface. Actuellement des méthodes existent pour estimer, à partir des observations spatiales, certaines variables clef des bilans énergétique et hydrique de la surface telles que la température de surface ou l'humidité du sol. La télédétection spatiale informe sur l'état de la surface à un instant donné, mais elle ne permet pas de comprendre quels sont les processus qui ont abouti à cet état ni de prédire l'état futur, seule la modélisation le permet.

La modélisation des surfaces continentales a été introduite au sein des modèles de circulation générale atmosphérique afin de fournir des conditions aux limites réalistes en termes d'humidité du sol et de température de surface notamment. Ces modèles TSVA (Transfert Sol-Végétation-Atmosphère) prennent en compte les processus physiques liés au sol et à la végétation au travers de paramétrisations plus ou moins sophistiquées. Une large diversité de modèles se décline du simple modèle "bucket" (Manabe, 1969) au modèle intégrant la représentation d'un grand nombre de processus d'échange (Deardorff 1977,1978 ; Noilhan et Planton, 1989 ; Braud et al., 1995 ; Sellers et al., 1996 ; etc...).

L'utilisation de l'information fournie par la télédétection présente alors une réelle perspective d'amélioration des modèles. En effet des méthodes d'assimilation de données ont été développées afin de contraindre les modèles par l'intermédiaire de certaines variables pouvant être estimées par télédétection. On peut également utiliser la télédétection pour valider les modèles sur de grandes échelles spatio-temporelles.

Objectifs et méthodologie de la thèse

Dans le contexte du programme AMMA, l'objectif de la thèse vise à mieux comprendre et modéliser les processus de surface en région semi-aride sahélienne. Les principales caractéristiques de ces régions sont : l'hétérogénéité de la végétation et du sol, et la distribution spatiale et temporelle des précipitations. Ainsi l'objectif particulier de cette étude est de comprendre comment ces hétérogénéités influencent les bilans d'eau et d'énergie. Et quels sont les processus prédominants qu'il faut prendre en compte dans les schémas de surface pour améliorer leurs simulations en zone semi-aride ?

Pour cette étude nous avons choisi d'utiliser le schéma de surface SETHyS (Suivi de l'État Hydrique des Sols) développé depuis de nombreuses années (Bernard et al., 1986 ; Taconet et al., 1986 ; BenMehrez et al., 1990 ; Ottlé et Vidal-Madjar, 1994 ; Coudert et al., 2006a,b) au Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires (CETP). C'est un modèle de bilan d'énergie à l'interface

sol-végétation-atmosphère qui calcule simultanément les contributions du sol et de la végétation. Ce modèle bien adapté aux couverts bas et homogènes a été utilisé et validé à plusieurs reprises sur des couverts végétaux agricoles. Il a volontairement gardé une paramétrisation simple afin de permettre un couplage avec des données de télédétection.

Dans un premier temps, ce modèle a été adapté à la simulation des bilans d'eau et d'énergie en zone semi-aride, et baptisé SEtHyS_Savannah. Plusieurs modifications ont été apportées, en particulier l'ajout de la représentation d'une seconde couche de végétation ou encore la description de ce que nous appellerons par la suite un *mulch* de surface, couche totalement sèche se développant à la surface du sol qui limite les échanges entre le sol et l'atmosphère.

Dans le cadre du programme AMMA, un jeu de données a été collecté sur deux parcelles (mil et jachère). Il regroupe l'ensemble des variables de forçage et de validation d'un schéma de surface. Grâce à cette base de données, le modèle SEtHyS_Savannah a pu être validé à l'échelle locale, et les résultats ont pu être analysés en relation avec les processus de surface représentés et les paramétrisations choisies.

Dans un second temps une étude spatiale a été menée grâce à l'apport des données de télédétection spatiale haute résolution. Cette seconde étude a pour objectif d'analyser les simulations de bilan d'eau et d'énergie en relation avec l'hétérogénéité du paysage et des précipitations. Une base de données de télédétection multicauteurs et multirésolutions a été constituée pour permettre cette étude et des méthodes spécifiques ont été développées et/ou utilisées afin de l'exploiter au mieux.

Plan du manuscrit

Le manuscrit est articulé en cinq chapitres.

Le chapitre 1 regroupe les informations de base sur le climat et l'environnement sahélien nécessaire à la compréhension de la suite de l'exposé.

Les chapitres 2 et 3 concernent l'étude de développement du modèle et sa validation locale (parcelles de mil et de jachère). Le chapitre 2 présente les formalismes et équations de base du modèle SEtHyS_Savannah, et en particulier les développements apportés par rapport au modèle SEtHyS. Le chapitre 3 présente la validation du modèle ainsi développé et l'analyse des résultats en relation avec les choix faits quant aux processus représentés et aux formalismes utilisés.

L'étude spatiale grâce aux données de télédétection est développée dans les parties 4 et 5. Le chapitre 4 présente les méthodes mises en œuvre pour extraire des données de télédétection l'information nécessaire à l'élaboration d'une modélisation à l'échelle régionale. Enfin le chapitre 5 décrit les résultats obtenus, les tentatives de validation et deux tests de sensibilité à la variabilité spatiale des précipitations et aux changements d'occupation du sol.

Chapitre 1

Contexte de l'étude

1.1 Le Sahel et l'Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest est délimitée dans la suite par la fenêtre : -20°E à 30°E et -5°N à 30°N . Le Sahel est une vaste région d'Afrique rassemblant les pays situés immédiatement au Sud du Sahara. Il s'étend de l'Atlantique (Sud Mauritanien et Sénégal) au Sud du Soudan. La saison des pluies y est très courte. Le Sahel peut être défini d'un point de vue pluviométrique, comme étant la région de l'Afrique au nord de l'équateur où le cumul de pluie moyen annuel est compris entre 300 et 600 mm (Brunet-Moret et al., 1986).

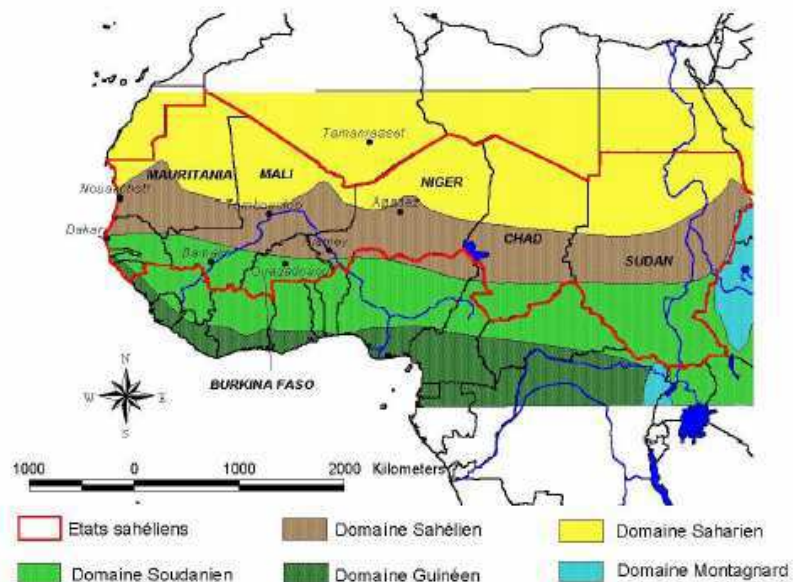


FIG. 1.1 – Les différents domaines climatiques d'Afrique de l'Ouest

1.1.1 Quelques éléments sur le climat de l'Afrique de l'Ouest

On distingue trois régimes climatiques différents en Afrique de l'Ouest. Ils se distinguent par le cumul de pluie annuel, et par le type de saison :

1. Le *régime désertique* (moins de 200 mm de pluies par an) : une seule saison des pluies qui ne dure que trois mois au maximum, de mi-juillet à mi-septembre.
2. Le *régime sahélien* (200 à 700 mm de pluie annuelle) : la saison des pluies s'étend sur trois à quatre mois, le mois d'août étant le plus arrosé, le reste de l'année ne comportant généralement aucune averse.
3. Le *régime tropical* (700 à 1200 mm de pluie annuelle) : la saison des pluies s'allonge et passe à cinq, voire six mois en limite sud de cette zone. Entre le 9ème parallèle et l'équateur, soit au sud de la position la plus méridionale du FIT (Front InterTropical), l'air continental ne fait que de très brèves incursions durant l'hiver ("coup d'harmattan"). Le climat passe progressivement vers le sud de une à deux saisons sèches et deux saisons des pluies. En descendant vers le sud, la saison des pluies du régime tropical s'allonge (*régime tropical de transition*), puis se dédouble nettement (*régime équatorial de transition*).

Le climat de l'Afrique de l'Ouest est régi par une cellule de Hadley (Hadley, 1735), qui est une cellule thermique caractérisée par une expansion ascendante près de l'équateur météorologique et divergente en altitude vers les pôles. Les alizés de l'hémisphère Nord, qui soufflent vers le sud-ouest, et ceux de l'hémisphère Sud, orientés vers le nord-ouest, se rencontrent dans les régions équatoriales en formant tout autour du globe un flux convergent qui surmonte une zone méridienne appelée pour cette raison la zone de convergence intertropicale (en abrégé, la ZCIT). La ZCIT, particulièrement bien marquée sur la moitié occidentale de l'Afrique, sépare la mousson de Sud-Ouest, chaude et humide, de l'Harmattan, vent saharien très sec et plus chaud encore, à forte composante Est. Il se forme alors d'énormes systèmes convectifs parsemés de foyers orageux et fréquemment parcourus de grains. Cette zone convective ainsi formée crée une région de basses pressions. Les moyennes annuelles de ces pressions se répartissent suivant un thalweg dont l'axe, appelé équateur météorologique, est situé aux alentours de 5 degrés de latitude nord. La position de cette trace au sol varie très sensiblement au cours de l'année, puisqu'elle tend à suivre le mouvement apparent du Soleil , vers le nord en été, puis vers le sud en hiver. C'est en juillet-août que la ZCIT atteint sa position la plus septentrionale et dessine très haut vers le nord les frontières de la mousson d'été au-dessus de l'Afrique sahélienne.

Là où les alizés d'un hémisphère transportent de l'air venu du continent tandis que ceux de l'autre hémisphère transportent de l'air océanique, plus humide et moins chaud que l'air continental, les contrastes de température et d'humidité entre les deux masses d'air ainsi transportées s'ajoutent aux différences de direction entre vents des deux hémisphères pour établir un front quasi permanent appelé front intertropical (en abrégé FIT) ou aussi front équatorial ; cette zone frontale est particulièrement active en été dans l'arrière-pays du golfe de Guinée, où elle diffuse les pluies de mousson entre l'Har-

mattan, qui souffle du nord-est après avoir traversé le Sahara, et les vents issus des alizés de sud-est, qui transportent de l'air très humide et plus frais en provenance de l'Atlantique.

Il existe un découplage entre la zone de pluies maximales et la position en surface de la ZCIT. Bien que l'oscillation interannuelle de la ZCIT conserve une position relativement stable, celle des précipitations connaît des déplacements importants (Grist et Nicholson, 2001).

Les conditions de surface aussi bien océaniques que continentales sont également des facteurs importants agissant sur la mousson africaine. Certaines études (Lamb, 1978,1992 ; Janicot et al, 2001 ; Nicholson, 2001 ; Giannini et al., 2003) ont montré une forte sensibilité de la circulation de la mousson africaine à la répartition spatiale (globale et régionale) des anomalies de température de surface de la mer. Durant les décennies passées, des études, basées sur des méthodes statistiques empiriques, ont été proposées pour prédire les précipitations sur le continent ouest africain à partir de la distribution de la température de surface de la mer (Folland et al., 1991 ; Landsea et al., 1993 ; Ward, 1998). Plus récemment, des études tendent à améliorer ces prédictions par la modélisation en utilisant des modèles de circulation atmosphérique forcés par des observations de températures de surface de la mer ou couplés à des modèles de circulation océanique (Palmer et al., 2004). Les résultats obtenus restent peu précis ce qui suggère que seule une partie de la variabilité des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest peut être expliquée par les anomalies de température de surface de la mer (Rowell, 1998).

Ainsi des études se concentrent sur les autres effets potentiels pouvant améliorer la prédiction des précipitations. Des études montrent l'importance du rôle joué par la végétation sur la dynamique de la mousson africaine (Monteny et al., 1997 ; Clark et al., 2004 ; Taylor et al., 2005 ; Taylor et al., 2006). L'étude de sensibilité de Charney et al. (1977) met en avant l'influence de la végétation, au travers d'un changement d'albédo de surface, sur les précipitations. D'autres études ont montré l'importance de l'humidité des sols. Par exemple Philippon et Fontaine (2002) ont proposé un mécanisme de régulation de la mousson par l'humidité du sol, dans lequel les précipitations sur le Golfe de Guinée entre septembre et novembre peuvent influencer les précipitations entre juillet et septembre de l'année suivante au Sahel. A une échelle plus locale, Taylor et al. (2007a,b) ont montré, par l'observation aéroportée et la télédétection spatiale, comment le flux d'évaporation induit par une pluie récente peut influencer la circulation atmosphérique à méso-échelle au Sahel.

La mousson africaine est donc un phénomène complexe, résultat d'un système couplé océan-terre-atmosphère à toutes les échelles. Bien que la variabilité interannuelle et interdécennale soit relativement bien documentée (Nicholson, 1981 ; Lamb, 1983 ; Le Barbé et al., 2002), on n'est toujours pas en mesure de prédire la qualité de la mousson en terme de précipitation et ainsi d'estimer à l'avance les conséquences au niveau du développement de la région sahélienne, notamment en ce qui concerne la dégradation des terres, la sécurité alimentaire et sanitaire ou encore la disponibilité de la ressource en eau.

1.1.2 Les grands écosystèmes naturels d'Afrique de l'Ouest

Il existe en Afrique de l'Ouest une grande diversité végétale, que l'on peut regrouper en deux grands groupes de formations végétales : les formations forestières et les formations herbeuses.

On distingue parmi les formations forestières :

1. la forêt dense humide sempervirente et semi-décidue. Elle est habituellement haute, pluri-strate, fermée et luxuriante. Actuellement, la forêt dense ouest africaine ne recouvre qu'une faible superficie et ce sont majoritairement des formations secondaires. La forêt dense humide sempervirente se trouve essentiellement sous des climats équatoriaux, subéquatoriaux ou tropicaux à saison sèche peu marquée (2 à 3 mois secs). Quant à la forêt semi-décidue, elle se localise sous des climats à saison sèche plus marquée (4 mois).
2. la forêt dense sèche et la forêt claire. Elle se situe sous des climats à saison sèche marquée (jusqu'à 6 mois).

On distingue également plusieurs types de savanes qui se différencient par la densité et la hauteur de leur couvert ligneux (savane herbeuse, arbustive, arborée). On trouve la savane sous climat tropical à saison sèche marquée (5 à 9 mois) avec des précipitations qui varient de 500 à 800 mm, mais aussi sous climat plus humide (précipitation de 800 à 1500 mm et saison sèche de 5 à 7 mois) dans l'aire des forêts claires. La savane est un écosystème complexe, une description plus détaillée sera donnée par la suite.

L'incursion du flux de mousson sur le continent du Sud vers le Nord, et la répartition des précipitations qui est associée, induit naturellement une répartition latitudinale de la végétation. Les forêts denses sont étalées le long de la côte Sud du continent, puis progressivement vers le Nord la végétation devient plus éparse, jusqu'à disparaître presque totalement dans la bande désertique du Sahara.

1.2 Le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine)

Entre les années 50 et 70, le régime pluviométrique du Sahel a connu une légère augmentation avant de se dégrader (Le Barbé et al., 2002 ; Chase et al. 2003) conduisant parfois à de longues périodes de sécheresse dans les années 70 et 80 aux conséquences dramatiques. Un premier programme international, Hapex-Sahel (Goutorbe et al., 1997), est né de cette constatation afin de mieux comprendre les processus responsables de cette période de sécheresse. Ce programme s'est focalisé sur une sous-zone de la bande sahélienne au Niger afin de suivre et comprendre le fonctionnement climatique de cette région. Cette expérience s'est donc focalisée sur le degré-carré de Niamey et a comporté une période de mesures intensives entre le 15 août et le 9 octobre 1992. L'accent a été mis sur l'étude de l'influence des processus de surface sur le régime des pluies. Le programme AMMA fait suite à Hapex-Sahel.

1.2.1 Les objectifs du programme AMMA

Le projet AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) est un projet international dont l'objectif est d'améliorer notre connaissance et notre compréhension de la Mousson de l'Afrique de l'Ouest et de sa variabilité de l'échelle journalière à l'échelle interannuelle et, au-delà, aux échelles décennales. Il a pour objectif central d'améliorer les prévisions en matière de pluviométrie, de cycle hydrologique et de transports de poussière. Ces éléments sont notamment indispensables pour aider les populations africaines et tout particulièrement celles du Sahel à gérer les impacts associés à une forte variabilité climatique dans un contexte de pression démographique croissante : dégradation des sols, baisse des rendements agricoles, raréfaction des ressources en eau, résurgence ou renforcement de certaines endémies et épidémies.

Les domaines des ressources en eau, de l'agronomie, de la santé publique et de la socio-économie sont ainsi au centre des enjeux de ce programme qui mobilise climatologues, hydrologues, agronomes, biologistes, médecins mais aussi acteurs locaux. L'objectif principal vise à une meilleure représentation du cycle de l'eau de l'échelle locale à l'échelle régionale afin de proposer des stratégies d'aménagement d'infrastructures, de mesurer et de prévoir les impacts de la variabilité du climat sur les échelles fines pour permettre une adaptation des cultures et des pratiques agricoles et de cerner les facteurs de développement du paludisme et des épidémies de méningite.

Par rapport à l'expérience Hapex-Sahel, le programme AMMA a une stratégie d'étude plus intégrative des différentes composantes climatiques de l'Afrique de l'ouest. Le programme AMMA étudie plusieurs échelles spatio-temporelles et les interactions entre échelles.

1.2.2 Les outils et méthodes du programme AMMA

Pour aborder les multiples échelles qui caractérisent la Mousson Ouest Africaine (MOA), le programme AMMA s'articule autour de 4 échelles spatiales et temporelles en interaction :

1. Échelle globale : c'est l'échelle à laquelle la mousson africaine occidentale interagit avec le reste du globe. Les procédés globaux mer-surface-température (comme El Nino) influent sur la variabilité de la MOA, la variabilité saisonnière et décadaire est la principale échelle de temps.
2. Échelle régionale : c'est l'échelle à laquelle les processus de la mousson et les interactions entre les échelles doivent être considérés et où les interactions entre l'atmosphère, le sol et l'océan Atlantique tropical (en particulier le Golfe de Guinée) ont lieu. Les échelles de temps les plus intéressantes sont le cycle de variabilité annuelle et de variabilité saisonnière à interannuelle.
3. Mésos-échelle : c'est l'échelle des systèmes typiques de production de précipitations. Cette échelle est essentielle pour comprendre les interactions d'échelles de la MOA (par exemple par les interactions des ondes d'est synoptiques avec le jet d'est africain) et le couplage entre hydrologie et atmosphère à l'échelle des bassins versants.

4. Échelle locale ou échelle sub-meso : d'un point de vue atmosphérique, c'est l'échelle de la pluie convective, elle est centrale à l'hydrologie du Sahel et aux cours d'eau plus au Sud. C'est l'échelle centrale pour l'agriculture et les études consacrées aux impacts sur les activités humaines en général.

Le programme AMMA met l'accent sur une approche pluridisciplinaire et intégrée des problèmes. Une stratégie d'observation est dédiée à documenter les processus clefs modulant la dynamique de la mousson africaine et une attention particulière est portée sur les rétroactions. Des actions de recherche spécifiques sont mises en place à travers une approche intégrée s'appuyant sur les analyses diagnostiques et la modélisation de ces interactions aux différentes échelles.

La stratégie d'observation repose sur plusieurs échelles de temps et d'espace, allant de l'observation locale (stations météorologiques, radio-sondages, mesures de biomasse, ...) à l'observation régionale et globale (mesures aéroportées, observations spatiales, ...). Certains instruments ont vocation à rester en place, afin de permettre le suivi à long terme de certains phénomènes. D'autres mesures sont spécifiques aux différentes campagnes de mesures intensives.

Temporellement, trois périodes sont définies en fonction de la densité des observations effectuées. L'ensemble de ces périodes s'étend sur une durée totale de 10 ans (2001-2010). Ces périodes sont : LOP (Long Observation Periods), EOP (Enhanced Observation Periods) et SOP (Specific Observation Periods). La LOP englobe toute la durée de l'expérience AMMA (2001-2010), et les quatre premières années ont permis de mettre en place la stratégie d'observation ainsi que les protocoles des mesures de terrain. Ensuite l'EOP a débuté en 2005 (2005-2007) dans laquelle les SOPs de 2006 sont incluses. La dernière phase (2007-2010) sera consacrée à l'analyse des résultats obtenus.

Plusieurs fenêtres d'étude ont été choisies. En particulier, trois sites d'étude des processus à fine échelle ont été sélectionnés, il s'agit de la région de Niamey au Niger, du Gourma malien et de la région de l'Ouémé au Bénin. L'instrumentation mise en place sur le site de Niamey fait l'objet d'un paragraphe spécifique, cf 1.3.6.

1.3 Site d'étude privilégié : le super-site de Wankama

Le site d'étude est situé dans le Sud Ouest du Niger, proche du centre du degré carré de Niamey (2-3°E, 13-14°N), il correspond au super site d'instrumentation du programme AMMA. Ce super site est situé au coeur de la dépression piézométrique du Kori de Dantiadou (rivière fossile) à une soixantaine de kilomètres à l'est de Niamey, il a une superficie de 1760 km².

1.3.1 Le climat

Le climat est conditionné par le régime de mousson. Les pluies sont concentrées en une seule saison entre mai-juin et septembre-octobre (voir figure 1.3). A Niamey, la moyenne annuelle des précipitations entre 1905 et 1989 est de 562 mm (Le Barbé and Lebel, 1997), elle présente une très

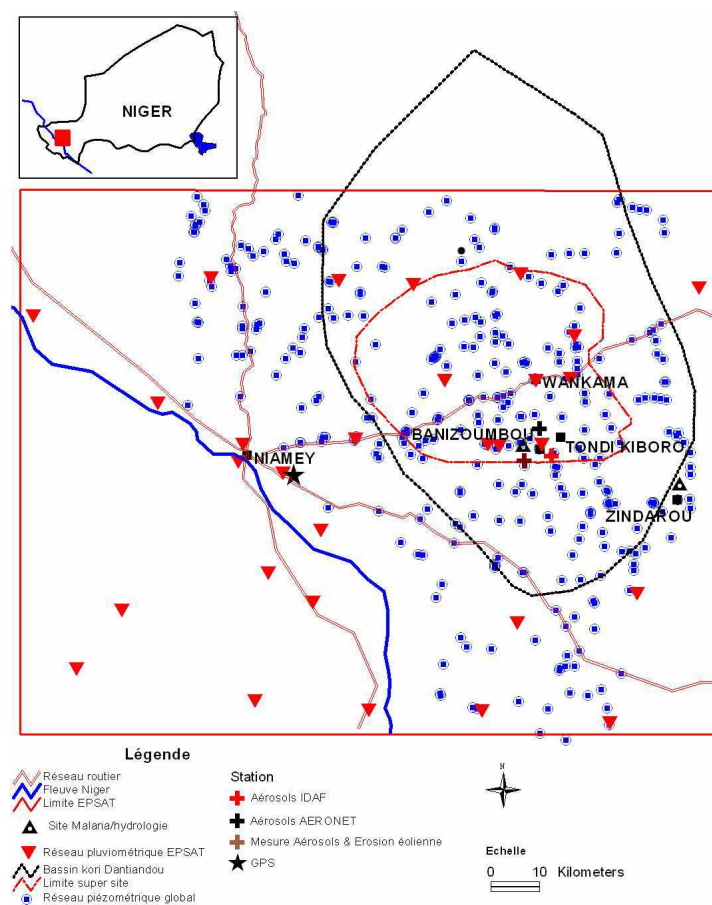


FIG. 1.2 – Carte du super site AMMA/Niger (source : AMMA-TT4 implementation plan)

forte variabilité interannuelle et interdécennale : Lebel et al. (1997) ont montré que la moyenne des pluies cumulées annuelles est passée de 645 mm, pour la période 1940-1967, à 495 mm pour la période 1968-1990.

La plus grande partie de la pluie annuelle est produite par seulement 10 à 15 événements d'une durée de quelques heures. Typiquement l'intensité de la pluie varie au cours d'un événement, très forte pendant la première demi-heure, elle décroît jusqu'à la fin (Peugeot et al., 2003). De plus le caractère très épars des systèmes précipitants mis en évidence par Lebel et Le Barbé (1997) est responsable de forts gradients spatiaux. Par exemple en 1990 lors de l'expérience Hapex-Sahel, des gradients pouvant atteindre 150 mm sur 6 km ont été enregistrés (Lebel et al. 1997).

La température moyenne annuelle est de 29°C (voir figure 1.3), mais les moyennes mensuelles sont peu contrastées (24°C en janvier et 34°C en avril). A partir de fin novembre débute une saison fraîche et peu humide durant laquelle la température peut descendre au dessous de 10 °C la nuit. Puis de mars à fin mai commence une saison très chaude et très sèche où l'on enregistre couramment des températures supérieures à 45 °C.

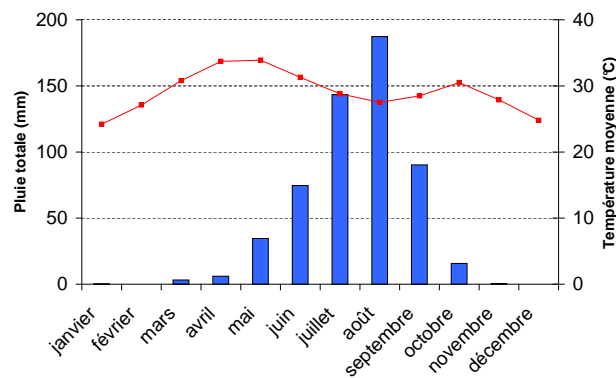


FIG. 1.3 – Pluies et température moyennes enregistrées à Niamey entre 1905 et 1990 (Source : <http://www.worldclimate.com/>)

Les vents ont une direction dominante de secteur Ouest-Sud-Ouest et une vitesse moyenne annuelle faible (1.7 m.s^{-1}). Seul le passage de lignes de grains génère des rafales importantes pouvant atteindre 19.5 m.s^{-1} .

1.3.2 Géomorphologie et pédologie

La zone d'étude est située en bordure Ouest du vaste bassin des Iullemmeden, dans le continental terminal (dépôts sédimentaires d'âge tertiaire à anté-quaternaire : cf thèse de S. Massuel, 2005).

Dans la partie Ouest du bassin des Iullemmeden, le climat et les formations géologiques ont conduit à la formation de nombreux plateaux latéritiques entrecoupés de vallées fossiles sableuses au fond desquelles serpentent des lits de rivières asséchées (koris). La monotonie du paysage est caractérisée par des dénivelés très faibles entre les plateaux et les fonds de vallées, en général inférieurs à 60 m, et des pentes comprises entre 0.3 et 0.8%.

Les plateaux sont formés de cuirasses ferrugineuses, parfois partiellement recouvertes d'un manteau sableux. Des talus plus ou moins abrupts forment une zone de transition entre les versants sableux et les plateaux. Les hauts de versants (glacis) sont composés de sols ferrugineux peu lessivés essentiellement sableux, la cuirasse sous-jacente peut parfois affleurer. Enfin les fonds de vallées présentent des sols plus riches en matière organique et à certains endroits plus riches en argile grâce au stockage récurrent d'eau en surface.

Dans les bas fonds, les sols essentiellement sableux ou argilo-limoneux, ont une forte tendance à l'encroûtement. La formation d'une croûte superficielle limite l'infiltration favorisant ainsi l'apparition de mares plus ou moins temporaires. D'autre part, une grande partie du ruissellement des plateaux canalisé par de nombreuses ravines sur les talus, est infiltrée dans des zones d'épandage sur les versants de plateaux.

La nappe phréatique du Continental Terminal est située à une profondeur de 10 à 40 m sous les vallées sableuses. Elle affleure parfois, formant ainsi quelques mares permanentes autour desquelles

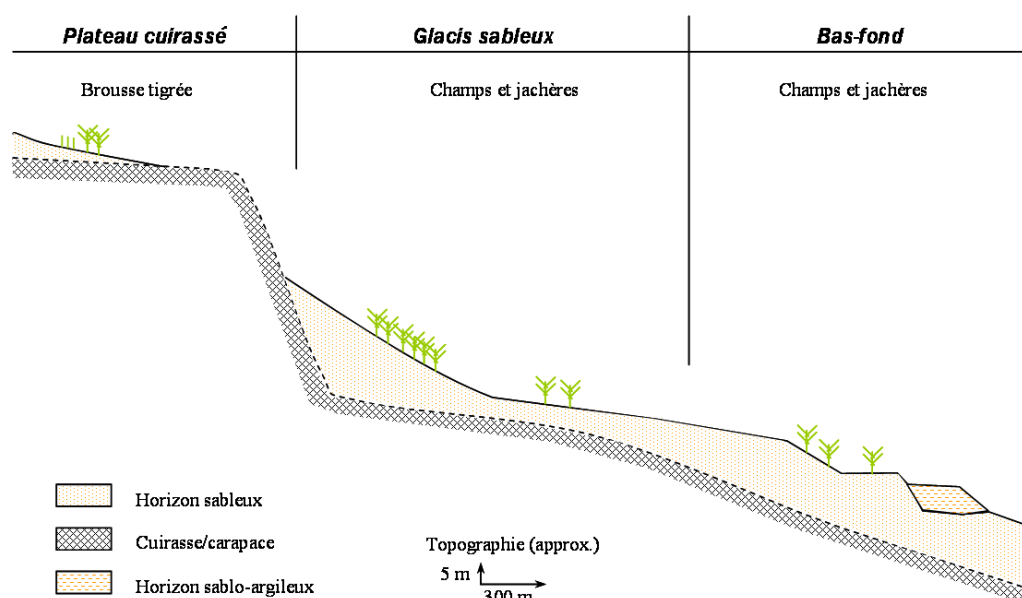


FIG. 1.4 – Toposéquence représentative du paysage du super-site (d'après Desconnets et al., 1995)

se développent les villages les plus importants de la zone (Banizoumbou et Wankama par exemple).

1.3.3 Quelques éléments du cycle de l'eau

Le fonctionnement hydrologique de cette région est très particulier, plusieurs phénomènes entrent en considération tant du point de vue climatique que pédologique et géologique.

L'intensité et la brièveté des pluies dans le Sahel conduisent à la formation très rapide de ruissellement qui se concentre dans les bas fonds de vallée pour former des mares. Un chapelet de mares est ainsi formé dans l'ancien lit de la rivière obstrué par endroits par les apports éoliens et des ruissellements successifs (Massuel, 2005). Le ruissellement est sujet à deux facteurs principaux antagonistes. D'une part, le ruissellement est sensible à la présence d'une croûte de battance à la surface, résultat de l'apport de particules fines en suspension dans l'eau qui vont se déposer et durcir. Cette croûte constitue un environnement favorable au ruissellement lors de la pluie suivante. D'autre part, sur les versants, il existe des ensablements plus ou moins épais qui vont permettre à l'eau ruisselant des plateaux de s'infiltrer. Ces deux facteurs jouent un rôle très localement.

La plupart des mares sont temporaires, seules certaines mares des bas fonds sont permanentes. Une grande partie de la recharge de l'aquifère sous-jacent se fait par l'intermédiaire des mares (Desconnets et al., 1997). Au cours d'un événement pluvieux, une infiltration massive vers la nappe a été mise en évidence et décrite à partir des fluctuations saisonnières de la piézométrie mesurées près des mares (Leduc et al., 1997). Certaines mares, colmatées par un dépôt de particules fines (argiles), vont infiltrer très lentement. D'autres mares non colmatées vont stocker l'eau pendant une durée allant de

quelques heures à quelques jours. A l'échelle d'un petit bassin versant, seulement 8 à 12% des pluies annuelles sont transférées vers les mares par ruissellement de surface, le reste est évapotranspiré vers l'atmosphère (Derive, 2003).

1.3.4 La végétation et l'occupation des sols

On distingue quatre grands types d'écosystèmes sur la zone étudiée : la brousse tigrée, la savane, la jachère et les cultures.

La brousse tigrée : C'est un écosystème très particulier que l'on retrouve sur la majorité des plateaux cuirassés présentant une légère pente. De faibles bandes de végétation dense collectent les écoulements générés par une large bande de sol nu en amont (Galle et al., 1999 ; Valentin et al., 1999). Ce système est typique des sols peu perméables à très faible pente en milieu semi-aride. La végétation se compose de ligneux hauts (1 à 2%), de ligneux bas tel que *Guiera Senegalensis* (30 à 90%) et d'une strate d'herbacées.

La savane : Les versants sableux sont colonisés par de la savane herbeuse ou arbustive naturelle qui se caractérise par une très grande hétérogénéité spatiale à petite échelle. Des zones de sol nu s'intercalent avec des zones présentant une strate herbacée plus ou moins continue et une strate ligneuse basse discontinue.

Jachère : Les friches et jachères se répartissent sur les versants sableux. Les plus denses se trouvent dans les talwegs, les plus éparées, sur les hauts versants. Approximativement les friches et jachères se composent de 5 à 30% de ligneux bas (dominé par *Guiera Senegalensis*), 0 à 90% d'herbacées annuelles et une part variable de sol nu. On distingue la jeune jachère (moins de 3 ans) qui présente une couche arbustive très éparse, de la jachère vieille (plus de 3 ans) plus dense et dont les ligneux sont plus hauts.

Les cultures : Elles sont omniprésentes dans les fonds de vallées et sur les bas de versants. Les parcelles sont généralement de petite taille (100 à 200 m). Les deux espèces les plus répandues sont le mil (*Pennisetum glaucum*) et le sorgho (*Sorghum bicolor*).

1.3.5 L'homme et son milieu

Selon le troisième Recensement Général de la Population et de l'Habitat (RGPH), la population du Niger est estimée en 2001 à plus de 10 millions d'habitants, et la croissance démographique à 3.1% par an. Elle est très inégalement répartie sur le territoire : très dense au Sud-Ouest et au Sud. Elle est beaucoup plus disséminée dans le reste du pays et est essentiellement rurale.

Sur la zone d'étude, plusieurs villages sont recensés, les plus importants sont Banizoumbou, Wankama et Tondi Kiboro. La population y vit de l'agriculture et de l'élevage. Du fait de l'absence d'écoulements pérennes, la seule ressource en eau est constituée par la nappe phréatique.

Le mode de culture est traditionnel, manuel et sans fertilisants synthétiques. De plus la pauvreté des sols conduit à des rendements faibles. La ressource énergétique domestique est exclusivement le bois dont l'approvisionnement vient de la savane arborée alentour. Tous ces facteurs obligent les populations locales, en pleine croissance, à exploiter de vastes surfaces agricoles, et à détruire la savane (en particulier les arbres) afin de survivre. La proportion des terres cultivées sur un secteur représentatif de 25 km^2 autour de Banizoumbou a été évalué à près de 30% du total des terres cultivables en 1950 et 95% en 1992 (Loireau, 1992). De plus le mode de fonctionnement a également subi de grands changements, la proportion des jachères a été divisée par deux entre 1950 et 1992 de même que la durée moyenne des jachères qui est passée dans le même temps de 15-20 ans à 3-4 ans. L'étude menée par Massuel (2005) sur une zone de 4.5 km^2 fait état des mêmes constations. Il s'en suit que les sols s'appauvrissent conduisant à des rendements encore plus faibles (Valentin et al., 1999).

Au delà des grands changements climatiques que connaît la région (sécheresse prolongée des années 80), résultats supposés de changements à l'échelle globale, la pression anthropique est elle aussi très importante sur le milieu naturel à l'échelle régionale : déforestation et mise en culture de terres pour subvenir aux besoins d'une population en pleine croissance.

1.3.6 Instrumentation du super site et mesures dans le cadre du programme AMMA

Le Sud-Ouest du Niger est un environnement sahélien typique, il a déjà fait l'objet d'un grand nombre d'études agro-climatiques durant l'expérience Hapex-Sahel en 1991-1992 (Goutorbe et al., 1994).

Le réseau de pluviomètres EPSAT installé pendant la campagne Hapex-Sahel pour effectuer un suivi à long terme, a été complété par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement). A l'heure actuelle, une trentaine de pluviomètres répartis sur le super-site fonctionnent en continu. Ils fournissent un cumul pluviométrique toutes les cinq minutes. Ce réseau est maintenu par Luc Descroix de l'IRD de Niamey.

Deux sites de mesures intensives ont été choisis et instrumentés dans le cadre du programme AMMA, le premier se trouve dans un champ de mil, l'autre dans une jachère. L'instrumentation de ces deux sites permet de mesurer l'ensemble des variables nécessaires au forçage et à la validation des modèles SVAT, elle se compose de :

1. Une station de mesure de flux qui comprend :

- un *anémomètre sonique (CSAT) tridimensionnel* fixé à une hauteur de 5.1m (mil) et 4.95m (jachère)

- un *analyseur de gaz CO₂/H₂O* (Li-Cor 7500) fixé à une hauteur de 5.1m (mil) et 4.95m (jachère)
- un *pyranomètre* (Kipp&Zonen) fixé à une hauteur de 2.5m (mil) et 3.4m (jachère)
- une *sonde de température et d'humidité relative de l'air* (HMP45C-003) placée dans un abri sans appel d'air (URS1) fixé à une hauteur de 2m
- trois *capteurs de flux thermiques dans le sol* (Hukseflux) sont disposés autour de la tour et enfouis à une profondeur de 5 à 10cm
- un *pluviomètre* Rimco

2. Une fosse humidimétrique équipée de :

- six *sondes réflectométriques de mesure de l'humidité volumique des sols* (CS 616-020) placées à des profondeurs de -10, -50, -100, -150, -200 et -250 cm
- six *thermistances (108-010)* qui mesurent la température à des profondeurs de -10, -50, -100, -150, -200 et -250 cm

Tous ces instruments sont reliés à une centrale d'acquisition de données Campbell Sci. (CR5000) qui est alimentée par des panneaux solaires, une série de batteries et un régulateur. Des données ont été acquises avec un pas de temps régulier de 30 min (tout les 5 mm pour les données de pluie) à partir du 15 juin 2005 (Ramier et al. 2007).

Parallèlement, des études de suivi de la végétation ont été faites durant la saison des pluies 2005 et 2006 sur plusieurs sites spécifiques. Plus particulièrement, sur le bassin de Wankama, Nicolas Boulain et Frédéric Baret (HydroSciences Montpellier) ont fait des mesures en continu sur des sites représentatifs des différents écosystèmes rencontrés dans la région. Ces mesures concernent la densité, la hauteur, la phénologie, le *LAI* (Leaf Area Index), les paramètres photosynthétiques et la densité racinaire sur un champ de mil et sur une jachère.

Le super-site AMMA/Niger est fortement instrumenté et a déjà fait l'objet de nombreuses études. Par ailleurs sa situation géographique est favorable à l'acquisition d'images dans les longueurs d'onde visible et infrarouge puisque la nébulosité est faible. Ainsi cette zone semi-aride est un site expérimental idéal pour mener des études de modélisation/télédétection.

Première partie

Le Modèle SEtHyS_Savannah

Introduction

La modélisation des échanges d'énergie à l'interface sol/végétation/atmosphère est un problème complexe qui fait appel à plusieurs domaines de la physique : thermodynamique, mécanique des fluides ou encore électromagnétisme. La plupart des phénomènes, dans les modèles TSVA (Transfert Sol Végétation Atmosphère), sont représentés de manière simplifiée. En effet, on fait en général appel à des formalismes qui ne s'appliquent que dans des cas bien déterminés.

Les régions semi-arides, telles que le Sahel, sont des régions difficiles à modéliser, elles nécessitent l'utilisation de paramétrisations adaptées. Plusieurs études de modélisation et d'analyse de mesures ont été menées dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel sur l'estimation des flux de surface et en particulier de l'évapotranspiration. Une synthèse sur l'estimation de l'évapotranspiration en zone sahélienne a été faite par Derive (2003). Elle met en évidence les caractéristiques principales de la répartition des pluies en ruissellement et évapotranspiration : à l'échelle annuelle, plus de 80% des pluies sont évapotranspirées. L'évaporation du sol semble être le terme dominant du bilan d'eau immédiatement après une pluie, puis la transpiration de la végétation prend le relais.

Nous avons donc choisi de développer un modèle capable de simuler au mieux les termes du bilan d'énergie et du bilan hydrique et en particulier l'évapotranspiration - terme clef pour le forçage des modèles de circulation atmosphérique - en région semi-aride. Nous nous sommes pour cela basés sur le modèle d'interface SEtHyS (Suivi des États Hydriques des Sols) développé depuis plusieurs années au CETP. Ce modèle est adapté aux couverts agricoles homogènes des moyennes latitudes, il est resté simple (peu coûteux en temps de calcul) afin de pouvoir être couplé avec des données de télédétection et éventuellement permettre le développement de méthodes d'assimilation. Les principaux processus essentiels au suivi du bilan hydrique (transfert d'eau dans le sol et évapotranspiration) de la surface y sont représentés.

Le modèle SEtHyS a fait l'objet de nombreuses modifications afin de pouvoir simuler les paysages très hétérogènes du Sahel. En particulier, au niveau de l'eau dans le sol, plusieurs modifications s'imposaient. En effet, les sols sahéliens sont en majorité composés de sables et les phénomènes d'infiltration/ruissellement sont très dépendants de l'intensité des pluies.

Le modèle SEtHyS (dans sa version originale) est un modèle qui permet de simuler des couverts homogènes (une strate de végétation uniforme). Le sol y est représenté par une couche de 10 cm en surface incluse dans une profondeur de sol totale. Le phénomène de drainage profond n'est pas

simulé, et le ruissellement n'intervient que si la couche superficielle est totalement saturée d'eau. Ce modèle est couplé à un modèle de transfert radiatif, qui permet de distribuer l'énergie (solaire et atmosphérique) incidente entre la végétation et le sol. Ce modèle de transfert radiatif prend en compte les interactions multiples entre le sol et la végétation.

Nous nous attachons, dans cette partie, à décrire le modèle SEtHyS dans sa nouvelle version adaptée aux couverts de savanes et appelée par la suite SEtHyS_Savannah. Nous présenterons en détail les modifications apportées au niveau de la représentation des processus physiques et leur validation sur les différents termes des bilans hydriques et énergétiques à l'échelle locale. L'impact de ces modifications apportées est mis en évidence et critiqué dans un deuxième temps.

Chapitre 2

Le modèle SEtHyS_Savannah : Échanges d'énergie et d'eau en zone semi-aride

A la surface terrestre les échanges d'énergie et d'eau sont gouvernés en premier lieu par le rayonnement solaire incident. La quantité d'énergie ou densité de flux disponible au sommet de l'atmosphère est la constante solaire I_0 égale à 1370 W.m^2 . Cette énergie rapportée à une moyenne annuelle à toute la surface du globe correspond à environ 350 W.m^2 au sommet de l'atmosphère. Cette densité de flux incident subit, dans l'atmosphère, les phénomènes d'absorption et de diffusion liés aux molécules atmosphériques, et aux phénomènes de réflexion par les nuages. Le rayonnement solaire incident est ainsi divisé en rayonnement solaire direct et en rayonnement solaire diffus (figure 2.1). Ces deux termes constituent le forçage radiatif courtes longueurs d'onde (de 0.3 à $3 \mu\text{m}$), il est égal à 193.5 W.m^2 en moyenne annuelle intégrée spectralement à la surface. A ce terme de forçage radiatif, s'ajoute le rayonnement thermique grandes longueurs d'onde (entre 3 et $100 \mu\text{m}$) de l'atmosphère.

La somme de ces deux grandeurs est à l'origine des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère. La résultante du bilan radiatif de la surface est appelé rayonnement net et représente la quantité d'énergie disponible pour l'ensemble de ces processus.

Le modèle SEtHyS (Bernard et al., 1986 ; Taconet et al., 1986 ; BenMehrez et al., 1990 ; Otlé et Vidal-Madjar, 1994 ; Coudert et al., 2006) est un modèle TSVA. Il a été développé pour suivre le bilan hydrique des couverts agricoles homogènes. Ce modèle a donc nécessité de nombreuses adaptations pour mieux représenter les phénomènes physiques associés aux zones semi-arides.

Ce chapitre décrit les processus d'échanges d'énergie et d'eau à la surface en zone semi-aride ainsi que les formalismes de modélisation choisis.

2.1 Bilan d'énergie et d'eau à l'interface continentale

Le bilan d'énergie est décrit par le principe de conservation d'énergie dans les conditions d'équilibre à l'interface sol-végétation-atmosphère. Il s'écrit usuellement sous la forme :

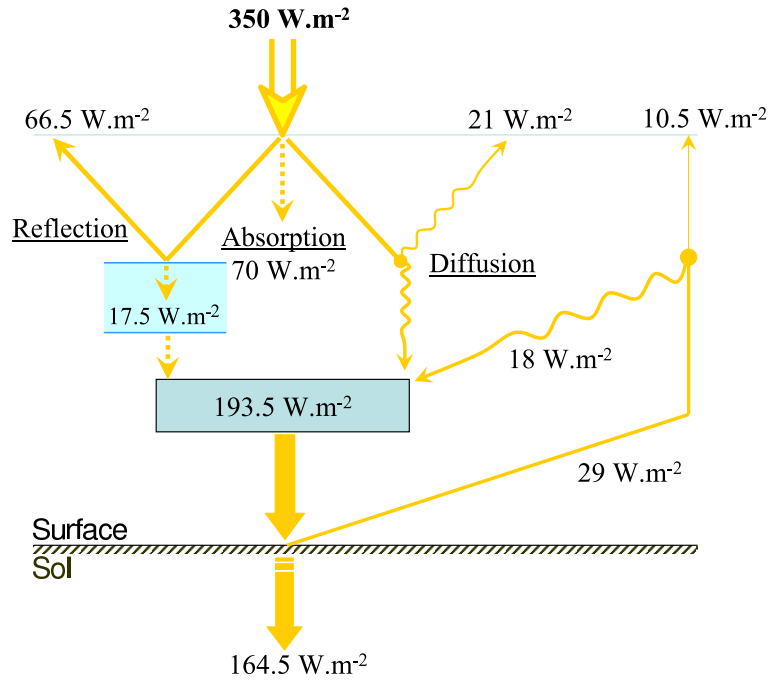


FIG. 2.1 – Schéma du bilan radiatif annuel global courtes longueurs d'onde (source : A. Perrier, cours "Cycle de l'eau dans la biosphère" du master "Fonctionnement de la biosphère continentale")

$$R_n = H + LE + G + (\Delta S + P) \quad (2.1)$$

Le rayonnement net R_n est compté positivement lorsqu'il est dirigé vers la surface, les flux de chaleur sensible H et latente LE sont positifs vers l'atmosphère et le flux de chaleur dans le sol G est positif vers le sol. Tout flux est compté positivement lorsqu'il entre dans le système et négativement lorsqu'il le quitte. Les termes entre parenthèses sont des termes généralement négligés dans l'expression du bilan. Il est admis que le stockage de chaleur ΔS au sein du couvert est en moyenne petit devant les autres flux de chaleur car la capacité thermique du système couvert végétal-air dans le couvert, est négligeable par rapport à la conductivité thermique du sol. On fait, dans la suite, l'hypothèse que la végétation a une inertie thermique nulle (hypothèse valable en particulier pour les couverts peu denses). P représente le flux associé à la photosynthèse. Ce flux ne dépasse généralement pas 2 à 3 % du rayonnement net (Thom, 1975). Dans la suite, on considère que le bilan d'énergie s'écrit :

$$R_n = H + LE + G \quad (2.2)$$

La figure 2.2 illustre ce bilan d'énergie de manière simplifiée. H et LE sont en fait les contributions de la végétation et du sol. R_g et R_a sont respectivement le rayonnement solaire global et le rayonnement atmosphérique incident.

Cette section décrit les équations utilisées pour calculer les densités de flux radiatif, conductif et

intégrée sur l'ensemble du spectre solaire :

$$E_{CN}(T) = \int_0^{+\infty} E_{CN}(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.4)$$

avec σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$).

Les surfaces naturelles qui nous intéressent ne sont pas des corps noirs bien que l'approximation soit souvent faite. On définit alors l'efficacité à émettre un rayonnement électromagnétique par rapport au corps noir par l'émissivité spectrale $\varepsilon_{s\lambda}$ en considérant une surface lambertienne, c'est à dire qui émet dans toutes les directions de la même façon.

$$E_s(\lambda, T) = \varepsilon_{s\lambda} E_{CN}(\lambda, T) \quad (2.5)$$

En faisant l'hypothèse que la surface se comporte comme un corps gris, c'est à dire que son émissivité est proportionnelle à celle du corps noir quelle que soit la longueur d'onde, on peut calculer l'intégration spectrale de l'équation 2.5 :

$$E_s(T) = \varepsilon_s \sigma T^4 \quad (2.6)$$

avec ε_s l'émissivité de la surface.

Trois phénomènes physiques interviennent pour décrire l'interaction onde matière : la réflexion, l'absorption et la transmission, auxquels sont associés respectivement les coefficients de réflectivité, d'absorptivité et de transmittivité dont la somme est égale à 1 selon le principe de conservation de l'énergie. Les valeurs de ces coefficients dépendent largement de la nature du corps et de la longueur d'onde considérée. A l'équilibre thermique, la loi de Kirchhoff considère que le coefficient d'absorptivité est égal à l'émissivité.

Pour les grandes longueurs d'ondes (supérieures à $10 \mu m$) l'émissivité des surfaces naturelles est proche de 1, la réflectivité et la transmittivité étant pratiquement nulles (surface opaque). Lorsque l'on considère le domaine solaire, le coefficient de réflectivité permettant de calculer le rayonnement réfléchi par la surface à partir du rayonnement global R_g est appelé albédo (α_s) de la surface. Il est défini comme étant la fraction de rayonnement solaire incident réfléchi par la surface continentale. L'albédo peut être directionnel s'il est calculé pour un angle solaire donné, on parle dans ce cas de "black-sky albedo", ou hémisphérique s'il est intégré sur toutes les directions d'éclairement, on parle dans ce cas de "white-sky albedo". L'albédo est une grandeur intégrée sur l'ensemble du spectre solaire. Par abus de langage, on peut parler d'albédo spectral pour parler d'une réflectance intégrée sur un intervalle de longueurs d'onde. L'albédo est une caractéristique intrinsèque de la surface. Dans le cas du sol nu, il est affecté par ses propriétés telles que l'humidité, la rugosité ou la couleur. Un sol naturel possède un albédo compris entre 0.1 et 0.35. Les couverts végétaux ont généralement des albédos autour de 0.2-0.3 variables en fonction de leur structure, densité et couleur (dépendantes du

stade phénologique). Dans le cas d'un sol couvert plus ou moins partiellement par de la végétation, cette grandeur est estimée en modélisant les interactions entre rayonnement et matière ainsi que le devenir des ondes à l'intérieur du couvert compte tenu des propriétés électromagnétiques des différents éléments. Le modèle de transfert radiatif permettant ce calcul et utilisé dans ce travail est présenté ci-dessous.

Expression du bilan radiatif à l'interface Sol Végétation Atmosphère

Le rayonnement net à l'interface sol-végétation-atmosphère s'exprime en fonction des composantes électromagnétiques courtes et grandes longueurs d'onde (respectivement domaine solaire et domaine thermique). C'est l'énergie disponible pour alimenter les flux conductifs et convectifs. L'expression générale s'écrit :

$$Rn = R_{CL\downarrow} - R_{CL\uparrow} + R_{GL\downarrow} - R_{GL\uparrow} \quad (2.7)$$

où les indices CL et GL réfèrent respectivement aux contributions courtes longueurs et grandes longueurs d'onde, et les flèches \downarrow et \uparrow à la direction de propagation descendante et montante.

- $R_{CL\downarrow}$ est le rayonnement solaire incident correspondant à R_g , rayonnement global.
- $R_{CL\uparrow}$ est le rayonnement solaire réfléchi par la surface : $R_{CL\uparrow} = \alpha_s R_g$ où α_s est l'albédo de la surface.
- $R_{GL\downarrow}$ est le rayonnement atmosphérique descendant. C'est la somme des émissions des différentes couches de l'atmosphère. On considère généralement que ce terme est l'émission d'une atmosphère à la température équivalente T_a et d'émissivité ε_a en faisant l'hypothèse que les couches les plus basses de l'atmosphère contribuent plus car elles sont plus chaudes. La température T_a est souvent approchée par la température de l'air au niveau de la surface et l'émissivité ε_a modélisée en fonction de la nébulosité, de la température et de l'humidité du sol. Plusieurs approximations sont proposées dans la littérature, comme celle de Brunt(1932) exprimée uniquement en fonction de l'humidité de l'air (sous abri à 2m du sol) ou la formulation de Brutsaert (1975) pour laquelle l'incertitude est inférieure à $\pm 5\%$ en condition de ciel clair (Kustas et al., 1989). Nous utiliserons cette dernière formulation lorsque les mesures de rayonnement atmosphérique ne sont pas disponibles. ε_a peut aussi s'exprimer en fonction de la température (Swinbank, 1963) ou en fonction de la température et de la pression de vapeur de l'air au niveau de la surface (Idso, 1981). $R_{GL\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4$
- $R_{GL\uparrow}$ est la somme de la réflexion du rayonnement atmosphérique et de l'émissivité propre de la surface. $R_{GL\uparrow} = (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_a \sigma T_a^4 + \varepsilon_s \sigma T_s^4$. La température de surface T_s est calculée à partir des températures des éléments de la surface (hétérogène) et du modèle de transfert radiatif.

L'expression du bilan d'énergie pour une surface peut être écrit de la manière suivante :

$$Rn = (1 - \alpha_s) R_g + \varepsilon_s (\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4) \quad (2.8)$$

Cette équation est valable dans le cas d'un modèle monocouche, c'est à dire dans lequel la végétation et le sol sous-jacent forment une seule et même entité. Le modèle SEtHyS_Savannah est un modèle multicouches, nous allons maintenant décrire comment les échanges radiatifs sont pris en compte dans le cas d'un tel modèle.

Le modèle de transfert radiatif

Dans le cas d'un modèle multicouches, la végétation est organisée en une ou plusieurs strates (souvent deux). Le bilan radiatif peut alors être calculé en considérant la végétation comme un milieu semi-transparent et le sol comme un milieu opaque. Des interactions entre les différentes strates interviennent donc.

La partition de l'énergie radiative est alors définie par le facteur d'écran σ proposé par Kanemasu (1977) et Deardorff (1978) défini pour les courtes et les grandes longueurs d'onde :

$$\begin{cases} \sigma_f = 1 - e^{(-0.825LAI)} & \text{pour les grandes longueurs d'onde} \\ \sigma_f = 1 - e^{(-0.5LAI)} & \text{pour les courtes longueurs d'onde} \end{cases} \quad (2.9)$$

Ce facteur simule le fait que les milieux traversés (végétation) ne sont pas totalement opaques et denses. Le rayonnement incident va rencontrer une certaine fraction de feuille, et seule une partie plus ou moins importante de ce rayonnement va directement atteindre le sol sans être intercepté.

Le calcul du bilan radiatif dépend également des hypothèses et des approximations faites sur les caractéristiques des surfaces. Dans le modèle SEtHyS Savannah, comme dans le modèle SEtHyS, le calcul du bilan radiatif est basé sur le formalisme de Taconet et al. (1986) où l'on tient compte des réflexions multiples entre les différentes couches.

L'équation 2.7 est ainsi appliquée à chaque couche du modèle. Il faut donc déterminer, pour chaque couche, l'expression des flux entrant et sortant en courtes et grandes longueurs d'onde connaissant leurs propriétés optiques et thermiques. La figure 2.3 montre le schéma des bilans radiatifs.

On résout les systèmes d'équations suivants pour déterminer tous les termes du bilan radiatif :

En grandes longueurs d'onde :

$$\begin{cases} R_{GLg\downarrow} = (1 - \sigma_t)R_{GL\downarrow} + \varepsilon_t\sigma_tT_t^4 + (1 - \varepsilon_t)\sigma_tR_{GLg\uparrow} \\ R_{GLg\uparrow} = (1 - \sigma_g)R_{GLs\uparrow} + \varepsilon_g\sigma_gT_g^4 + (1 - \varepsilon_g)\sigma_gR_{GLg\downarrow} \\ R_{GLs\downarrow} = (1 - \sigma_g)R_{GLg\downarrow} + \varepsilon_g\sigma_gT_g^4 + (1 - \varepsilon_g)\sigma_gR_{GLs\uparrow} \\ R_{GLs\uparrow} = \varepsilon_s\sigma_sT_s^4 + (1 - \varepsilon_s)R_{GLs\downarrow} \\ R_{GL\uparrow} = (1 - \varepsilon_t)\sigma_tR_{GL\downarrow} \end{cases} \quad (2.10)$$

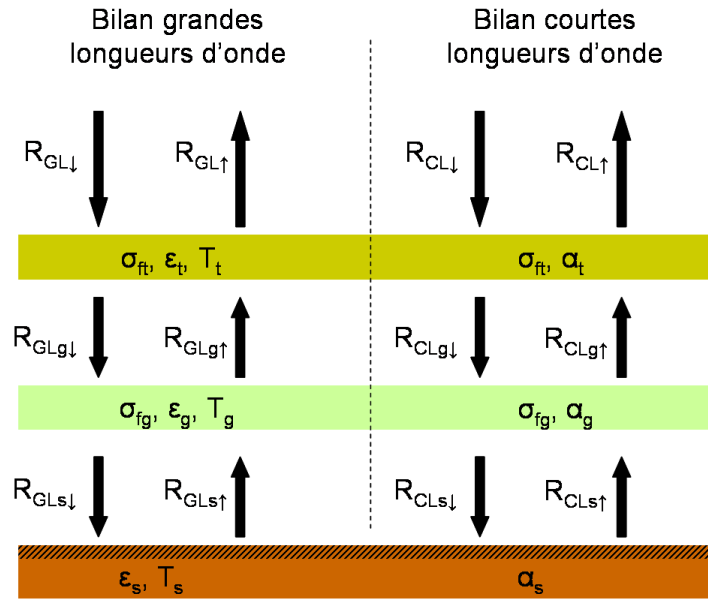


FIG. 2.3 – Schématisation du bilan radiatif courtes et grandes longueurs d'onde

En courtes longueurs d'onde :

$$\begin{cases} R_{CLg\downarrow} = (1 - \sigma_t)R_{CL\downarrow} + \sigma_t\alpha_t R_{CLg\uparrow} \\ R_{CLg\uparrow} = \sigma_g\alpha_g R_{CLg\downarrow} + \alpha_s(1 - \sigma_g)R_{CLs\downarrow} \\ R_{CLs\downarrow} = (1 - \sigma_g)R_{CLg\downarrow} + \alpha_g\sigma_g R_{CLs\uparrow} \\ R_{CLs\uparrow} = \alpha_s R_{CLs\downarrow} \\ R_{CL\uparrow} = \alpha_t\sigma_t R_{CL\downarrow} + (1 - \sigma_t)R_{CLg\uparrow} \end{cases} \quad (2.11)$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann, T_t , T_g et T_s sont respectivement les températures thermodynamiques des arbres, de l'herbe et du sol.

On est ainsi en mesure de calculer le rayonnement net de chacune des couches et de résoudre ensuite les températures à partir des équations couplées des bilans hydrique et énergétique (voir paragraphe 2.1.3).

2.1.2 Les échanges conductifs

Le mode de propagation de l'énergie sous forme de chaleur par conduction correspond à la redistribution ou au transfert d'énergie cinétique entre molécules (agitation moléculaire). L'intensité de la conduction thermique va être fonction de la densité du milieu, de la mobilité des molécules et des gradients thermiques. Les échanges par conduction sont le principal mode de transfert de chaleur dans le sol (milieu solide) alors qu'ils sont souvent négligés dans les fluides comme l'air devant les échanges convectifs. On ne considère que le flux vertical dans le sol, dont l'expression est donnée par la loi de

Fourier sous forme de relation flux gradient par :

$$G(z, t) = -\lambda_s(z) \frac{\partial T_{sol}(z, t)}{\partial z} \quad (2.12)$$

$T_{sol}(z, t)$ représente la température (en K) du sol à la profondeur z (compté positivement vers le bas), $\lambda_s(z)$ est la conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$). Le terme G intervenant dans l'expression générale du bilan d'énergie (équation 2.2) est obtenu pour $z = 0$.

On fait l'hypothèse, communément admise, qui consiste à ne pas prendre en compte les transferts de chaleur par convection des fluides (air et eau) présents dans les interstices du sol. En toute rigueur, le flux de chaleur dans le sol total serait alors la somme des flux de conduction et du flux de convection thermiques.

La modélisation des échanges conductifs dans SEtHyS_Savannah repose sur le formalisme de "force-restore" proposé par Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976), et appliqué par Deardorff (1978) pour un modèle à deux réservoirs dans le sol. On suppose une variation sinusoïdale de la température du sol et on résout explicitement l'équation de transfert de chaleur ci dessous :

$$\rho_s c_s(z) \frac{\partial T_{sol}(z, t)}{\partial t} = - \frac{\partial G(z, t)}{\partial z} \quad (2.13)$$

où $\rho_s c_s(z)$ est la capacité calorifique du sol à la profondeur z et T_{sol} la température du sol. L'expression d'évolution de la température de surface du sol peut alors s'écrire :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{2\pi^{\frac{1}{2}}}{\rho_1 c_1 d_1} G - \omega(T_s - T_2) \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{G}{\rho_2 c_2 d_2} \quad (2.15)$$

où T_s est la température superficielle du sol, $\rho_1 c_1$ et $\rho_2 c_2$ la capacité calorifique respectivement de la couche superficielle de sol et de la couche profonde, ω la pulsation diurne ($\omega = \frac{2\pi}{\tau}$, $\tau = 24h$). T_2 est la température profonde. Ainsi la température T_s est forcée par le flux G , et un terme de rappel entre la surface et la zone profonde qui est proportionnel au gradient $T_s - T_2$, avec :

$$\rho_1 c_1 d_1 = r'(\tau \lambda_s \rho_1 c_1)^{\frac{1}{2}} + (1 - r')(\tau \lambda_2 \rho_2 c_2)^{\frac{1}{2}} \quad (2.16)$$

$$\rho_2 c_2 d_2 = \rho_2 c_2 (365 \nu_2 \tau)^{\frac{1}{2}} \quad (2.17)$$

où $r' = 0.6 + 0.05 \frac{w_1}{w_2}$ est un facteur de partition entre la couche superficielle (indice 1) et la couche profonde (indice 2). w_1 et w_2 sont respectivement les contenus en eau de la couche superficielle et de la zone racinaire. Dans le cas de SEtHyS Savannah l'épaisseur de la couche superficielle est prise égale à 10 cm, et w_1 est en réalité l'humidité moyenne du sol sur cette profondeur. w_2 représente l'humidité moyenne sur l'ensemble du profil de sol. $\nu_2 = \frac{\lambda_2}{\rho_2 c_2}$ est la diffusivité thermique du profil de sol. $d_2 = (365 \nu_2 \tau)^{\frac{1}{2}}$ correspond à $\pi^{\frac{1}{2}}$ fois la profondeur d'amortissement de l'onde thermique

annuelle dans le sol. En réalité, dans le formalisme de Deardorff, ce n'est pas T_2 qui est utilisé mais la température moyenne de la couche de sol d_2 . Assimiler T_2 à la température moyenne de la couche de sol d_2 , induit une certaine approximation pour cette température et une incertitude sur le terme "restore" de l'équation 2.14. La dynamique de T_s (Eq. 2.14) dépend ainsi de la taille du puits ou de la source de chaleur associée à la couche de sol d_2 . Dans les équations (2.14) et (2.15), les termes $\rho_i c_i d_i$ sont multipliés par un paramètre correctif *facttherm* (voir chapitre 3) qui est étalonné et permet ainsi de corriger une erreur éventuelle sur la capacité calorifique du sol.

La capacité calorifique volumique du sol $\rho_i c_i$ utilisée dans les équations précédentes peut être définie comme la somme des capacités calorifiques volumiques (C) des éléments constitutifs du sol par leur fraction volumique θ (de Vries, 1963) :

$$\rho_i c_i = C_m \theta_m + C_o \theta_o + C_e \theta_e + C_a \theta_a \quad (2.18)$$

avec m, o, e, a les indices se référant respectivement à la matière minérale, organique, à l'eau et à l'air. La contribution de l'air est généralement négligée. La paramétrisation de la capacité volumique du sol dans le modèle SETHyS est définie selon l'expression ci-dessous :

$$\rho_i c_i = 2.10^6 (1 - por) + 4.18.10^6 w_i \quad (2.19)$$

où le premier terme est la capacité calorifique volumique de la matrice du sol sec, 2.10^6 ($J.K^{-1}.m^{-3}$) est une valeur moyenne pour l'ensemble des types de sols et por (la porosité) est prise égale à l'humidité volumique à saturation (en $m^3.m^{-3}$). $4.18.10^6$ ($J.K^{-1}.m^{-3}$) est la capacité calorifique volumique de l'eau liquide et w_i l'humidité volumique de la couche de sol i considérée.

La conductivité thermique apparente du sol λ_i ($W.m^{-1}.K^{-1}$) est approchée par différentes formulations comme par exemple celle de Laurent (1989) nécessitant l'ajustement empirique de 5 paramètres ou celle de Van de Griend et O'Neill (1986) utilisée dans SETHyS qui a l'avantage de ne dépendre que de la texture du sol et de son humidité :

$$\lambda_i(\theta) = \frac{1}{\rho_i c_i} \left(\frac{1}{0.654} (\Lambda_s + 2300\theta - 1890) \right)^2 \quad (2.20)$$

où Λ_s ($J.m^{-2}.K^{-1}.s^{-\frac{1}{2}}$) est un coefficient (tabulé par Van de Griend et O'Neill, 1986) dépendant de la texture du sol.

2.1.3 Les échanges convectifs

Généralités sur les flux convectifs

A la différence des processus d'échange décrits dans les paragraphes précédents, les échanges convectifs caractérisent les transferts de chaleur et de masse par déplacement de matière. Plusieurs formes sont alors possibles :

- la convection libre qui résulte des gradients de densité issus des gradients de température dans l'air
- la convection forcée qui est provoquée par la turbulence induite par le champ de vent.
- la convection mixte qui se rencontre dans des conditions de vent faible. Les mouvements de l'air sont alors produits par l'action combinée de la convection libre et de la convection forcée.

Le phénomène de diffusion simple impliquant au même titre que les échanges convectifs un déplacement de matière et d'énergie exprimé par la loi de Fick du type *diffusivité moléculaire* \times *gradient*, est souvent négligé face à la convection dans la description des transferts entre la surface et l'atmosphère. De façon théorique, lorsque l'on considère la Couche Limite de Surface (CLS), quelques dizaines de mètres au dessus de la surface, les flux turbulents verticaux sont supposés conservatifs. L'expression des flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible, de chaleur latente est reliée aux gradients verticaux par les coefficients de diffusivité turbulente (*K-theory*) par analogie avec la diffusion moléculaire. C'est le principe de fermeture au premier ordre du système d'équations de Reynolds (basé sur les équations de Navier-Stokes et le principe de conservation de la quantité de mouvement, de la masse, et de la chaleur) qui permet d'écrire :

- le flux de quantité de mouvement,

$$\tau = -\rho_a K_m(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z} \quad (2.21)$$

- le flux de chaleur sensible,

$$H = -\rho_a c_p K_h(z) \frac{\partial T(z)}{\partial z} \quad (2.22)$$

- le flux de chaleur latente,

$$LE = -L \rho_a K_v(z) \frac{\partial q(z)}{\partial z} = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} K_v(z) \frac{\partial e(z)}{\partial z} \quad (2.23)$$

où ρ_a ($kg.m^{-3}$) est la masse volumique de l'air, c_p la chaleur massique isobare de l'air ($J.kg^{-1}.K^{-1}$), L la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J.kg^{-1}$), γ la constante psychrométrique ($0.66hPa.K^{-1}$), u le module du vent ($m.s^{-1}$), T la température de l'air (K), q l'humidité spécifique de l'air ($kg.kg^{-1}$),

e la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air (P_a) au niveau z et K_i les coefficients de diffusivité turbulente.

Seuls les flux H et LE interviennent explicitement dans le bilan d'énergie, le flux τ traduit la dissipation d'énergie cinétique selon la verticale qui, d'après la formulation de Prandtl (1925), donne un profil logarithmique de vitesse du vent et un profil linéaire de la diffusivité turbulente dans les conditions de neutralité thermique (Thom, 1975) au dessus de la surface.

Le calcul des flux H et LE peut être réalisé par intégration des équations (2.22) et (2.23) entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 après avoir formulé l'hypothèse que les diffusivités turbulentes pour les flux de chaleur sensible et latente sont identiques à celle de la quantité de mouvement ($K_m = K_h = K_v$), c'est la théorie de similarité (Monin et Obukhov, 1954 ; Thom, 1975). On obtient dès lors :

$$H = -\rho_a c_p \frac{(T_2 - T_1)}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)}} \quad (2.24)$$

$$LE = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{(e_2 - e_1)}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)}} \quad (2.25)$$

L'expression des flux, par analogie à la loi d'Ohm, est ainsi décrite par un gradient de température pondéré par une résistance aérodynamique aux transferts turbulents de chaleur $r_{a(z_1 \rightarrow z_2)}$.

$$r_{a(z_1 \rightarrow z_2)} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_m(z)} \quad (2.26)$$

Cependant à l'intérieur et près du couvert végétal les profils de vitesse de vent, de température et de pression de vapeur d'eau s'écartent du profil logarithmique (voir 2.28) du fait de la structure des organes végétaux qui se comportent comme autant de freins aérodynamiques. Le problème est alors décomposé sous la forme suivante : la couche limite de surface est divisée en deux sous-couches : *la sous-couche inertielle ou dynamique* (partie supérieure au dessus du couvert) pour laquelle s'applique la théorie de Prandtl dont la caractérisation par z_0 et d sera définie par les propriétés structurales du couvert (Monteith, 1973 ; Shaw et Pereira, 1982 ; Perrier 1982 ; Choudhury et Monteith, 1988) et *la sous-couche rugueuse ou de transition* (partie inférieure s'étendant jusqu'à l'intérieur du couvert) au sein de laquelle les relations précédentes ne s'appliquent plus (flux non conservatifs). Il est alors nécessaire d'introduire des paramétrisations des flux à partir des gradients (Choudhury et Monteith, 1988).

La difficulté dans la paramétrisation des flux de chaleur au sein du couvert végétal réside donc dans la définition du niveau atmosphérique inférieur (z_1) et des grandeurs d'échanges turbulents associées (diffusivité, vitesse du vent).

Le transfert de chaleur latente et de chaleur sensible pourraient suivre *a priori* le même formalisme en considérant que les échanges de chaleur et d'eau sont gérés uniquement pas les transferts turbulents (cf 2.21). Cependant, compte tenu que le flux de chaleur latente naît du gradient d'humidité de l'air

entre l'intérieur des stomates et l'air au sein du couvert, pour ce qui concerne la végétation, et entre l'air contenu à la surface du sol et l'air au sein du couvert, il faut ajouter à la résistance aérodynamique une résistance liée à la surface de feuille ou de sol (cf 2.1.3).

Paramétrisation des flux convectifs dans le modèle

Les équations ci-dessus sont valables dans le cas général. Cette section décrit comment on est passé de ces équations théoriques à une application pratique dans le modèle. Dans les modèles multicouches ou multisources, chaque élément de la surface est considéré comme une strate se comportant en source.

Le modèle SEtHyS est un modèle bicouche, dans lequel on considère un sol recouvert par une strate de végétation. On résout alors deux bilans d'énergie.

Nous avons choisi d'ajouter une couche de végétation dans le modèle SEtHyS Savannah afin de mieux représenter les échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et la surface en zone semi-aride. En effet l'hétérogénéité de la couverture végétale fait qu'il semble difficile de bien modéliser les flux convectifs avec une approche bicouche. Ainsi un couvert à deux couches peut être représenté, en suivant l'analogie électrique, par le schéma résistif de la figure 2.4. On considère dans la suite que les deux strates de végétation sont de l'herbe (indice g) surplombée par une strate d'arbres (indice t). Dans ce cas, l'expression des flux s'écrit entre six nœuds : le sol, l'air au sein de chacune des couches de végétation, les couches de végétation elles même, et le niveau de référence atmosphérique. Ce schéma reprend le formalisme de Shuttleworth et Wallace (1985) utilisé dans le modèle SEtHyS.

Il est important de représenter correctement les différents coefficients d'échange entre les couches. Plusieurs paramétrisations basées sur un schéma résistif équivalent sont proposées dans la littérature, on distingue celles de Choudhury et Monteith (1988), Cowan (1968), Thom (1972), Shuttleworth et Gurney (1990), Lafleur et Rouse (1990) ou encore Sellers (1996). Une intercomparaison de ces paramétrisations a été récemment proposée par Demarty et al. (2002) concluant à un bon accord général entre ces paramétrisations quant au calcul de la résistance aérodynamique (et des flux turbulents totaux) entre l'air au sein du couvert et le niveau de référence atmosphérique bien que la partition entre la végétation et le sol puisse être très différente. Cependant, des différences de l'ordre de $2K$ sur la température aérodynamique ont été mises en évidence de nuit ainsi qu'une dispersion des valeurs de température de sol en fonction du calcul de la résistance aérodynamique au niveau du sol pouvant atteindre $2.5K$ à midi.

La paramétrisation de Shuttleworth et Wallace (1985) donnant de meilleurs résultats dans les applications antérieures du modèle SEtHyS (Demarty et al., 2002), nous l'avons conservée.

Au dessus de la végétation, le profil de vent est supposé logarithmique. Dans le cas des couverts végétaux, le profil de vent est affecté par la présence des feuilles et branches. Il faut faire un changement de repère selon la verticale par translation de la hauteur de déplacement d , en remplaçant z par

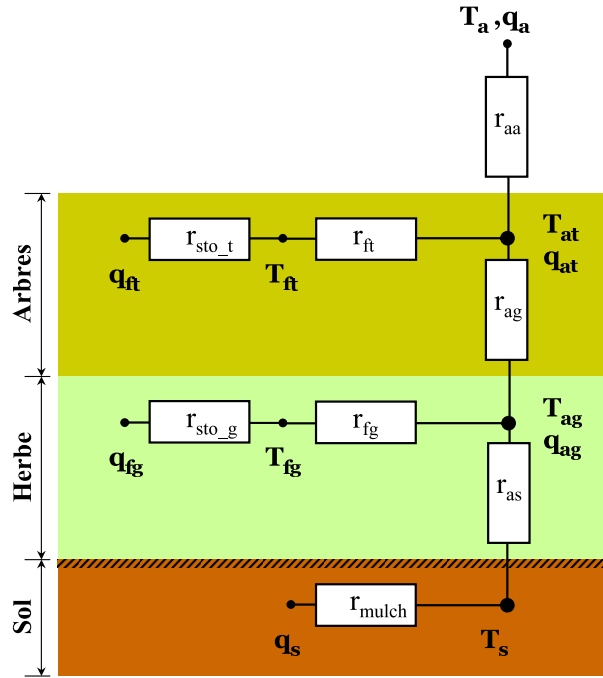


FIG. 2.4 – Schéma résistif représentant les échanges de surface

$z - d$. d est de l'ordre de 60 à 70% de la hauteur du couvert et z_0 compris entre 5 et 10% de celle-ci. $z_0 + d$ est donc la hauteur à laquelle s'annule le profil logarithmique de vitesse de vent au dessus du couvert. D'autre part Lafleur et Rouse (1990) ont apporté une modification au modèle de Shuttleworth et Wallace, elle consiste à décrire le profil exponentiel de la vitesse du vent et la diffusivité turbulente au sein du couvert (indice ac), de hauteur h , avec un coefficient d'atténuation n dépendant du LAI ("Leaf Area Index", défini comme la surface foliaire par unité de surface de sol exprimée en $m^2.m^{-2}$) :

$$\begin{cases} n(LAI) = 2.6.LAI^{0.36} & \text{pour } 0.4 \leq LAI \leq 2.5 \\ n(LAI) = 1.87 & \text{si } LAI < 0.4 \\ n(LAI) = 3.62 & \text{si } LAI > 2.5 \end{cases} \quad (2.27)$$

Les équations suivantes décrivent les profils de vent et de diffusivité au dessus du couvert, dans la couche d'arbre et dans la couche d'herbe.

$$z_r \geq z \geq z_t :$$

$$\begin{cases} u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z-d_t}{z_{0t}} \right) \\ K(z) = ku^*(z-d_t) \end{cases} \quad (2.28)$$

$$z_t \geq z \geq z_g :$$

$$\begin{cases} u(z) = u(z_t) \left[\exp -n(LAI_t) \left(1 - \frac{z}{z_t} \right) \right] \\ K(z) = K(z_t) \left[\exp -n(LAI_t) \left(1 - \frac{z}{z_t} \right) \right] \end{cases} \quad (2.29)$$

$z_g \geq z \geq z_{0s}$:

$$\begin{cases} u(z) = u(z_g) \left[\exp -n(LAI_g) \left(1 - \frac{z}{z_g} \right) \right] \\ K(z) = K(z_t) \left[\exp -n(LAI_g) \left(1 - \frac{z}{z_g} \right) \right] \end{cases} \quad (2.30)$$

où $k = 0.4$ est la constante de von Karman, $u(z)$ est le module du vent à la hauteur z , z_0 est la hauteur (en m) de rugosité aérodynamique du sol pour la quantité de mouvement (hauteur à laquelle le vent s'annule) et u^* la vitesse de frottement définie par $\tau = -\rho u^{*2}$. A la hauteur $z = z_r$ le vent est connu et vaut u_a .

Sur la base de ces profils exponentiels et logarithmique à l'intérieur et au dessus du couvert, les résistances aérodynamiques peuvent être calculées par intégration de l'inverse de la diffusivité entre deux niveaux atmosphériques :

entre z_{0s} et $d_g + z_{0g}$:

$$\begin{aligned} r_{as} &= \int_{z_{0s}}^{z_{0g}+d_g} \frac{dz}{K(z)} \\ &= \frac{-z_g}{K(z_g)n(LAI_g)} \\ &\times \left[\exp \left(n(LAI_g) \left(1 - \frac{z_{0g}+d_g}{z_g} \right) \right) - \exp \left(n(LAI_g) \left(1 - \frac{z_{0s}}{z_g} \right) \right) \right] \end{aligned} \quad (2.31)$$

entre $d_g + z_{0g}$ et $d_t + z_{0t}$:

$$\begin{aligned} r_{ag} &= \int_{z_{0g}+d_g}^{z_{0t}+d_t} \frac{dz}{K(z)} \\ &= \frac{z_g}{K(z_g)n(LAI_g)} \left[\exp \left(n(LAI_g) \left(1 - \frac{z_{0g}+d_g}{z_g} \right) \right) - 1 \right] \\ &+ \frac{-z_t e^{n(LAI_t)}}{K(z_t)n(LAI_t)} \left[\exp \left(-n(LAI_t) \frac{z_g}{z_t} \right) - \exp \left(-n(LAI_t) \frac{z_{0t}+d_t}{z_t} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.32)$$

et entre $d_t + z_{0t}$ et z_r :

$$\begin{aligned} r_{aa} &= \int_{z_{0t}+d_t}^{z_r+d_t} \frac{dz}{K(z)} \\ &= \frac{z_t}{K(z_t)n(LAI_t)} \left[\exp \left(n(LAI_g) \left(1 - \frac{z_{0t}+d_t}{z_t} \right) \right) - 1 \right] + \frac{1}{u^*k} \ln \left(\frac{z_r - d_t}{z_t - d_t} \right) \end{aligned} \quad (2.33)$$

L'expression de la résistance aérodynamique au dessus du couvert (entre z_t et z_r) est écrite pour des conditions de neutralité thermique de la Couche Limite de Surface et pour la convection forcée. Des corrections des profils de diffusivité, de vitesse de vent et de température sont utilisées pour les cas de stabilité (Webb, 1970 ; Brutsaert, 1982) et d'instabilité (Paulson, 1970) modifiant ainsi la résistance aérodynamique entre $z_{0t} + d_t$ et z_r . Le caractère stable ou instable est défini par la valeur

et le signe de la longueur de Monin-Obukhov définie par l'équation 2.34 :

$$L_{MO} = -\frac{\rho_a c_p T_a u^{*3}}{kgH} \quad (2.34)$$

où g est l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$) et H le flux de chaleur sensible.

Les flux de chaleur rencontrent également une résistance de couche limite foliaire, qui caractérise l'écoulement laminaire autour des feuilles (cas de diffusion moléculaire). Son expression est donnée (par unité de surface foliaire) par Jones (1983) :

$$r_{clt}(z) = A' \left(\frac{l_{ft}}{u(z)} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.35)$$

$$r_{clg}(z) = A' \left(\frac{l_{fg}}{u(z)} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.36)$$

où A' est une constante intrinsèque aux propriétés moléculaires de l'air (prise égale à $100 m^{-1}.s^{\frac{1}{2}}$), l_{fg} et l_{ft} sont les dimensions de la feuille d'herbe et d'arbre dans la direction du vent (approchée dans la modélisation par la largeur de la feuille). r_{clg} et r_{clt} sont données par unité de surface foliaire, il est donc nécessaire de les calculer pour l'ensemble du couvert en les intégrant comme une multitude de résistances en parallèle sur la totalité de l'indice de surface foliaire (LAI). En supposant une répartition uniforme du LAI sur la hauteur du couvert végétal et en se basant sur l'expression du profil de vent au sein du couvert (équations 2.29 et 2.30), on obtient :

$$r_{ft} = \frac{A' n(LAI_t)}{2LAI_t(1 - \exp(\frac{-n(LAI_t)}{2}))} \left(\frac{l_{ft}}{u(z_t)} \right) \quad (2.37)$$

$$r_{fg} = \frac{A' n(LAI_g)}{2LAI_g(1 - \exp(\frac{-n(LAI_g)}{2}))} \left(\frac{l_{fg}}{u(z_g)} \right) \quad (2.38)$$

Les flux de chaleur latente sont affectés par deux autres résistances : la résistance du couvert au niveau de la feuille et la résistance de sol au niveau de la surface du sol.

La résistance du couvert intègre la résistance stomatique à la transpiration et la résistance à l'évaporation de l'eau libre sur les feuilles.

- la résistance stomatique permet de donner un rôle direct à la végétation. La conductance stomatique est sensible à un grand nombre de conditions environnementales comme la lumière, l'humidité de l'air ou encore la concentration en dioxyde de carbone. La plupart des modèles

stomatiques ont été élaborés sur des analyses empiriques. Le modèle stomatique utilisé dans le modèle SETHyS (et dans le modèle SETHyS Savannah) est basé sur le modèle de Ball (1988) :

$$g_s = m \frac{A_n}{c_s} h_s p + b \quad (2.39)$$

où A_n est le taux d'assimilation nette calculé par le modèle de Farquhar et al. (1980), c_s et h_s sont respectivement la pression partielle de dioxyde de carbone et l'humidité relative à la surface de la feuille, p est la pression atmosphérique, et m et b sont des facteurs empiriques qui dépendent du type de végétation (C_3 ou C_4), du LAI et de l'humidité de la zone racinaire. Le taux d'assimilation est déterminé par la moyenne de trois facteurs : la limitation par l'enzyme photosynthétique (Rubisco), un facteur limitant lié à la lumière, et la capacité de la feuille à utiliser ou exporter les produits de la photosynthèse (Collatz et al., 1991).

Le modèle reprend la formulation du modèle SiB (Sellers et al., 1992, 1996) où l'expression de Ball (1988), donnée pour une feuille, est intégrée à l'échelle du couvert. La résistance stomatique totale pour l'ensemble de la couche de végétation considérée r_{sto} est ainsi calculée.

- la résistance à l'évaporation de l'eau libre est définie en fonction de la proportion d'eau libre sur les feuilles selon Monteith et Szeicz (1962). La résistance stomatique est en réalité prise en compte dans le calcul du flux de chaleur latente par le facteur R' , qui vient ajouter une résistance supplémentaire au flux de chaleur latente. Le coefficient R' prend en compte le fait que seule la fraction de la feuille non couverte par de l'eau (rosée ou pluie) peut respirer. Deardorff (1978) propose l'expression suivante :

$$R' = \left(\frac{dew}{d_{max}} \right)^{2/3} + \left[1 - \left(\frac{dew}{d_{max}} \right)^{2/3} \right] \frac{1}{(\beta + C_f r_{sto})} \quad (2.40)$$

$$\text{et} \quad R' = 1 \quad \text{en cas de condensation} \quad (2.41)$$

où dew (d_{max}) représente la fraction (maximale) d'eau libre sur les feuilles, C_f est la conductance aérodynamique de la feuille et β vaut 1 en cas d'évaporation et 0 en cas de condensation sur la feuille.

La résistance de sol limite l'évaporation du sol avec la diminution de la disponibilité en eau (écart à la saturation). Cette résistance dépend du type de sol et de l'épaisseur de la couche de mulch. Ce que nous appelons mulch est une couche qui se forme en surface du sol et qui est totalement sèche, c'est à dire à l'humidité résiduelle (w_{resid}). L'évolution du mulch est décrite dans le paragraphe 2.2.3. La résistance de sol est directement proportionnelle à l'épaisseur du mulch (Perrier, 1975) :

$$r_{mulch} = \frac{\tau}{D_v} z_{mulch} \quad (2.42)$$

où z_{mulch} représente l'épaisseur du mulch, D_v est la diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol, et τ est la tortuosité du sol (qui représente le rapport entre une épaisseur de sol et la longueur du chemin effectivement parcouru par une particule de vapeur d'eau pour traverser cette épaisseur). Ces deux derniers paramètres sont à ajuster en fonction de la texture du sol. Une formulation voisine de celle utilisée ici pour la résistance de mulch a été testée par Choudhury et Monteith (1988). La seule différence avec la formulation de Perrier (1975) est l'intervention de la porosité au dénominateur qui fait redondance avec la tortuosité.

Résolution des températures dans le couvert

Déterminer les températures thermodynamiques des éléments constituant la surface (couvert+sol nu), revient à résoudre un bilan d'énergie pour chaque couche. Pour le sol nu, le bilan d'énergie est décrit par les équations 2.14 et 2.15. Pour les deux couches de végétation, en négligeant la capacité calorifique du couvert, le bilan d'énergie est donné par :

$$Rn - H - LE = 0 \quad (2.43)$$

On résout le système de quatre équations ainsi formé par une linéarisation au premier ordre entre l'instant t et l'instant t_0 qui correspond au pas de temps précédent.

2.2 Bilan hydrique et contenu en eau du sol

2.2.1 Quelques bases physiques

Cette section a pour but de fournir les bases physiques nécessaires à la compréhension de la modélisation des transferts d'eau dans le sol. Nous nous placerons toujours dans le cas unidimensionnel où le sol est représenté par sa profondeur et ses propriétés texturales. Le sol est un matériau poreux formé par l'agrégation de particules minérales de toutes tailles et de matières organiques. La taille et la distribution des pores entre les particules de sol varient en fonction de sa texture (argile, sable, ...) et de son degré de compaction. La porosité d'un sol est la fraction du volume de sol occupé par les pores.

L'eau contenue dans les pores est exprimée par le contenu en eau volumique, w ($m^3 m^{-3}$) du sol. La porosité est souvent exprimée par le contenu en eau volumique à saturation (w_{sat}), c'est à dire la quantité maximale d'eau que peut contenir un sol.

L'eau dans le sol est soumise à plusieurs forces qui vont contrôler ses mouvements. Les tensions superficielles (ou forces capillaires) font que l'eau est attirée par les particules solides. L'eau est attirée en profondeur par la gravité (percolation ou drainage), elle peut être transportée vers la surface par le phénomène de diffusion ou remontée capillaire. L'eau est également extraite du sol via l'absorption par les systèmes racinaires des plantes et donc la transpiration des plantes. Le point de flétrissement

permanent, w_{wilt} , représente le taux d'humidité sous lequel la végétation ne peut plus extraire d'eau du sol du fait des forces capillaires liant l'eau aux particules de sol. La capacité au champ, w_{cc} , définit la quantité maximale d'eau en équilibre gravitationnel.

Tous ces phénomènes physiques de transport de l'eau dans le sol sont contrôlés par la conductivité hydraulique, K ($m.s^{-1}$) et le gradient hydraulique. Ce gradient est proportionnel à la somme du potentiel hydrique (ou de pression), ψ exprimé en mètres, et du potentiel gravitationnel, égal à la profondeur où l'eau se trouve. Le flux d'eau dans le sol peut alors être défini grâce à la loi de Darcy établie expérimentalement en 1856 :

$$q(z) = K(w) \frac{\partial}{\partial z} [\psi(w) + z] = K(w) \left(\frac{\partial \psi(w)}{\partial z} + 1 \right) \quad (2.44)$$

L'évolution dans le temps de l'eau contenue dans une couche de sol à l'humidité w est fonction des variations verticales du flux de Darcy. C'est l'équation de Richards qui décrit à la fois la diffusion et l'écoulement gravitationnel de l'eau contenue dans le sol :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial q(z)}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[K(w) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (2.45)$$

Le paramètre dominant de ces équations est sans aucun doute la conductivité hydraulique puisqu'elle régit l'intensité du flux dans le sol. Cette quantité dépend d'une part des propriétés du fluide (densité et viscosité), et d'autre part des propriétés globales du milieu poreux étudié.

En définissant la capacité capillaire (m^{-1}) par :

$$C(w) = \frac{\partial w}{\partial \psi} \quad (2.46)$$

et la diffusivité hydrique ($m^2.s^{-1}$) comme :

$$D(w) = \frac{K(w)}{C(w)} \quad (2.47)$$

l'équation de Darcy devient :

$$q_l(z) = - \left[D(w) \frac{\partial w}{\partial z} + K(w) \right] \quad (2.48)$$

ce qui permet d'exprimer l'équation de Richards sous une autre forme qui sera utilisée par la suite :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(w) \frac{\partial w}{\partial z} + K(w) \right) \quad (2.49)$$

La représentation numérique de l'équation de Richards repose donc sur le formalisme utilisé pour calculer la diffusivité du sol. Le choix de cette représentation dans le modèle SEtHyS est présenté

dans la partie suivante.

2.2.2 La modélisation des échanges d'eau dans le sol

Comme la plupart des modèles de surface, les transferts verticaux de l'eau dans le sol sont basés sur les lois de Darcy et de Richards. Dans le modèle SEtHyS Savannah, la représentation du sol est volontairement simple afin de limiter le nombre de paramètres. De plus, seuls les mouvements verticaux sont considérés.

Courbe de rétention et conductivité hydraulique

Les transferts d'eau dans le sol nécessitent la définition de deux fonctions : la courbe de rétention qui relie le potentiel hydrique au contenu en eau et la relation reliant la conductivité hydraulique au contenu en eau.

Dans le modèle SEtHyS, le formalisme de Van Genuchten (1980) est utilisé pour le calcul de la diffusivité hydrique mais il nécessite l'ajustement de paramètres d'échelle et de forme par des mesures expérimentales. Pour le modèle SEtHyS Savannah, nous avons opté pour le formalisme de Brooks et Corey (1966) qui permet l'implémentation du modèle de Green et Ampt pour le calcul des termes d'infiltration et de ruissellement. Les paramètres des équations de fermetures sont donnés par la table de pédotransfert de Clapp et Hornberger (1978).

Pour une couche i , ces expressions s'écrivent :

$$\begin{cases} \psi(w_i) = \psi_{sat} \left(\frac{w_i}{w_{sat}} \right)^{-b} \\ k(w_i) = k_{sat} \left(\frac{w_i}{w_{sat}} \right)^{2b+3} \end{cases} \quad (2.50)$$

où b représente la pente de la courbe de rétention d'eau et w_i le contenu en eau de la couche de sol i . k_{sat} ($m.s^{-1}$), ψ_{sat} (m) et w_{sat} ($m^3.m^{-3}$) sont respectivement la conductivité hydraulique, le potentiel hydrique et le contenu en eau volumique à saturation. Tous ces paramètres sont liés à la texture du sol et fournis par les tables de pédotransfert.

Les termes de diffusion et drainage

La diffusion et le drainage sont les deux processus majeurs des mouvements verticaux d'eau dans le sol. La diffusion de l'eau dépend du gradient de potentiel hydrique entre les deux couches de sol représentées dans le modèle. Son signe varie donc en fonction du gradient d'humidité entre ces deux couches, puisque le potentiel hydrique est directement lié à l'humidité volumique (cf équation 2.50). Les équations 2.46 et 2.47 permettent d'écrire la diffusivité sous la forme :

$$D(w) = k(w) \frac{\partial \psi(w)}{\partial w} \quad (2.51)$$

Ce coefficient de diffusion peut être déterminé à partir des équations de fermeture choisies 2.50, ce qui donne :

$$D(w) = \frac{-b\psi_{sat}k_{sat}}{w_{sat}} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^{b+2} \quad (2.52)$$

D est exprimé en $mm^2.s^{-1}$. En pratique on considère, pour le calcul du coefficient de diffusion, l'humidité moyenne à l'interface entre deux couches de sol.

Le drainage correspond à l'écoulement gravitationnel de l'eau dans le sol. On le considère directement proportionnel à la conductivité hydraulique. Comme la diffusivité, il s'exprime à l'interface entre deux couches de sol mais cette fois en considérant l'humidité volumique de la couche supérieure.

$$D_r(w) = k_{sat} \left(\frac{w - w_{resid}}{w_{sat} - w_{resid}} \right)^{2b+3} \quad (2.53)$$

Le drainage est donc toujours dirigé vers le bas, et est d'autant plus important que l'humidité du sol est proche de la saturation.

Le ruissellement de surface

Le ruissellement de surface est un phénomène important à prendre en compte dans le bilan hydrique d'un sol, en particulier en zone sahélienne où l'on observe des pluies brèves mais intenses. Le ruissellement de Horton, c'est à dire par dépassement de la capacité d'infiltration d'un sol, joue donc un rôle prépondérant en cas de fortes intensités de pluies. A l'inverse le ruissellement de Dunne, c'est à dire par débordement du réservoir n'existe pratiquement pas en zone sahélienne, il n'est pas sensible à l'intensité des pluies.

Une modélisation du ruissellement hortonien a donc été ajouté au modèle SEtHyS, en plus de la modélisation du ruissellement par débordement du réservoir qui existait déjà (ruissellent de Dunne).

Plusieurs modèles décrivent d'une manière simplifiée le mouvement de l'eau dans le sol, en particulier au niveau du front d'humidification et en fonction de certains paramètres physiques. Le modèle de Green et Ampt (1911) repose sur des hypothèses simplificatrices qui impliquent une schématisation du processus d'infiltration. Une des hypothèses du modèle de Green et Ampt est que la teneur en eau de la zone de transmission est considérée uniforme (voir figure 2.5). L'infiltration résulte alors du produit de la variation de teneur en eau et de la profondeur du front d'humidification. Ce modèle s'avère satisfaisant dans le cas de son application à un sol dont la texture est grossière ce qui est le cas pour les sols sahéliens dans lesquels la proportion de sable est importante.

L'infiltrabilité $I(w)$ représente la quantité maximale d'eau qu'un sol peut absorber, elle est exprimée en $mm.s^{-1}$. En général on la calcule pour une épaisseur de sol variant de 1 à 10cm. L'infiltra-

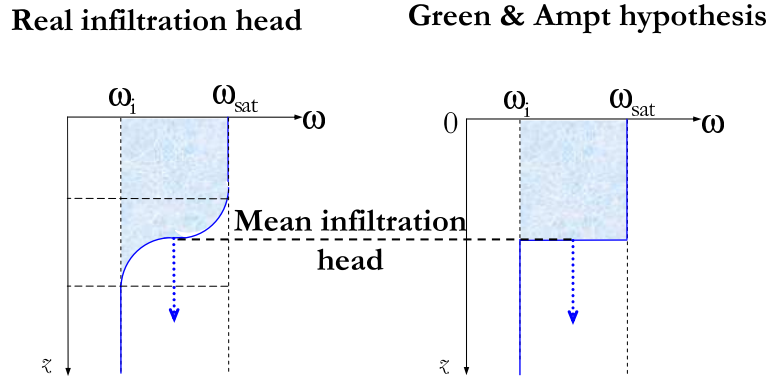


FIG. 2.5 – Schéma du front d'infiltration dans l'hypothèse de Green et Ampt

bilité est le flux d'eau dans le sol à saturation, $q(z)|_{sat}$, qui s'exprime par :

$$I(w) = k(w)|_{sat} \left[\frac{\partial \psi(w)}{\partial z} \Big|_{sat} + 1 \right] \quad (2.54)$$

$k(w)|_{sat}$ étant la conductivité hydraulique à saturation k_{sat} . Grâce aux équations de fermeture 2.50 on est en mesure de calculer le terme suivant :

$$\frac{\partial \psi(w)}{\partial z} \Big|_{sat} = \frac{\partial \psi(w)}{\partial w} \Big|_{sat} \frac{\partial w}{\partial z} \Big|_{sat} \quad (2.55)$$

et ainsi d'obtenir, par intégration (Decharme et Douville, 2006), l'expression de l'infiltrabilité :

$$I(w) = k_{sat} \left[\frac{b\psi_{sat}}{\Delta z} \left(\frac{w}{w_{sat}} - 1 \right) + 1 \right] \quad (2.56)$$

où Δz représente la profondeur que l'on choisit de prendre en compte pour calculer l'infiltrabilité, et w l'humidité moyenne de la couche d'épaisseur Δz .

Ainsi on voit que le modèle permet à l'eau de s'infiltrer dans le sol d'autant plus que celui-ci est sec (car ψ_{sat} est négatif).

2.2.3 Bilan hydrique

La description du bilan d'eau dans le modèle SETHyS Savannah a été totalement revue. En effet, l'ajout d'une couche de sol, la modélisation d'une couche de mulch et la prise en compte du ruissellement hortonien (cf 2.2.2) a nécessité la révision des équations de bilan d'eau. Toutes ces modifications ont été faites dans le but de mieux représenter le fonctionnement des écosystèmes sahéliens.

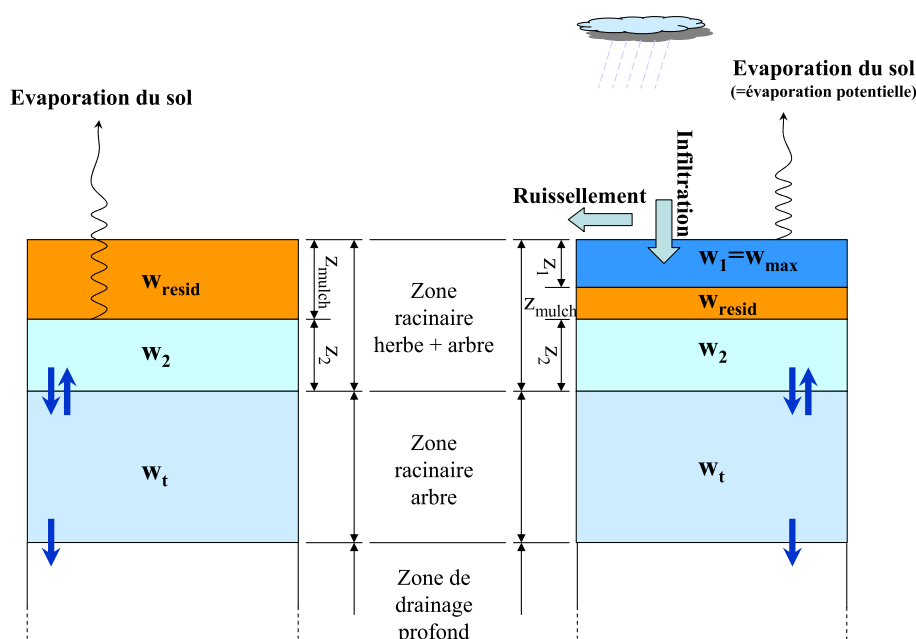


FIG. 2.6 – Schéma du front d'infiltration dans l'hypothèse de Green et Ampt

Le mulch de surface

Les sols sahéliens sont composés en grande majorité de sable, et sont sujets à une dessiccation très rapide sous l'effet d'une demande climatique importante (température élevée et humidité de l'air faible). Une étude menée en Inde par Jalota (1993) montre l'importance de la prise en compte d'un mulch sec de surface. Braud et al. (1997) ont testé l'impact d'une croûte de surface (2cm) sur les processus de ruissellement/infiltration et ont montré que le ruissellement est très sensible au choix de la paramétrisation de cette croûte. Dans notre étude, le mulch agit sur l'évaporation, le ruissellement est déterminé par une conductivité hydraulique de surface qui permet de prendre en compte de manière simplifiée la différence de structure du sol entre la surface et le sol sous-jacent.

Le sol dans le modèle est divisé en deux couches : la zone racinaire des arbres et la zone racinaire de l'herbe (dans laquelle les racines des arbres puisent également). Le mulch ne se développe que dans la couche superficielle de sol. La croissance du mulch est dirigée par les pertes d'eau par évaporation (Figure 2.6). Lorsqu'une pluie survient, le mulch est humidifié à l'humidité volumique correspondant à la capacité au champ, et une certaine épaisseur de mulch peut être "emprisonnée" entre deux couches humides et dans ce cas un deuxième mulch peut se développer en surface. Il est important de retenir qu'aucun échange d'eau liquide ne se fait entre un mulch et une couche humide, seuls des échanges de vapeur d'eau sont possibles au travers d'une couche de mulch en contact avec l'atmosphère. On

décrit ainsi l'évolution de l'épaisseur d'un mulch en contact avec l'atmosphère par l'expression :

$$\frac{\partial z_{mulch}}{\partial t} = \frac{E_s}{w - w_{resid}} - \frac{P_r}{w_{cc} - w} \quad (2.57)$$

où w est l'humidité volumique du sol dans lequel évolue le mulch, E_s est l'évaporation du sol (en $mm.s^{-1}$) et P_r est la quantité de pluie qui s'infiltré (en $mm.s^{-1}$).

Deux couches de mulch séparées par une couche humide peuvent coexister. Si une pluie survient sur le deuxième mulch, on fusionne alors les deux couches superficielles (mulch + couche humide). Nous avons choisi de limiter le nombre de couches de mulch car, en pratique, les pluies étant concentrées durant quelques mois, le deuxième mulch ne se développe jamais au delà de quelques centimètres.

Le bilan d'eau dans le modèle

Deux couches sont représentées dans le sol mais en réalité, la couche racinaire de surface peut être divisée en plusieurs mulchs et plusieurs couches humides (jusqu'à deux). On doit donc décrire l'évolution de l'humidité de chacune des couches.

$$\begin{aligned} \frac{\partial w_1}{\partial t} &= \frac{1}{z_1} [-R_{g \rightarrow 1} E_g - R_{t \rightarrow 1} E_t] \\ \frac{\partial w_2}{\partial t} &= \frac{1}{z_2} \left[-R_{g \rightarrow 2} E_g - R_{t \rightarrow 2} E_t - \frac{2D(\bar{w}_{2-t})}{z_2 + z_{rt}} (w_2 - w_t) - C(w_2) \right] \\ \frac{\partial w_t}{\partial t} &= \frac{1}{z_{rt}} \left[-R_{t \rightarrow t} E_t + \frac{2D(\bar{w}_{2-t})}{z_2 + z_{rt}} (w_2 - w_t) + C(w_2) - C(w_t) \right] \end{aligned} \quad (2.58)$$

où $D(\bar{w}_{2-t})$ est le coefficient de diffusivité entre les deux couches qui ont pour humidité w_2 et w_t . Ce coefficient est calculé à l'interface entre ces deux couches, on prend donc l'humidité moyenne entre les deux couches \bar{w}_{2-t} . Les coefficients R permettent de répartir la transpiration de la végétation (transpiration de l'herbe E_g et transpiration des arbres E_t) entre les différentes couches de sol. Le prélèvement d'eau dans le sol par les racines est géré de manière simple dans le modèle. En effet, les racines prélèvent de l'eau dans chacune des couches de sol, proportionnellement à leur contenu en eau, cependant on considère que les racines de l'herbe sont réparties dans la première couche de sol z_{rg} et que les racines des arbres sont présentes sur tout le profil de sol $z_{rg} + z_{rt}$. Ainsi les coefficients R sont :

$$\begin{aligned} R_{g \rightarrow 1} &= \frac{w_1 z_1}{w_1 z_1 + w_2 z_2} & R_{t \rightarrow 1} &= \frac{w_1 z_1}{w_1 z_1 + w_2 z_2 + w_t z_{rt}} \\ R_{g \rightarrow 2} &= \frac{w_2 z_2}{w_1 z_1 + w_2 z_2} & R_{t \rightarrow 2} &= \frac{w_2 z_2}{w_1 z_1 + w_2 z_2 + w_t z_{rt}} \\ & & R_{t \rightarrow t} &= \frac{w_t z_{rt}}{w_1 z_1 + w_2 z_2 + w_t z_{rt}} \end{aligned} \quad (2.59)$$

où z_{rt} est l'épaisseur de la couche de sol atteinte uniquement par les racines des arbres (couche profonde).

Ce chapitre s'est attaché à présenter brièvement l'ensemble des processus de surface et leur représentation physique dans le modèle SETHyS_Savannah. Il sera souvent fait référence à ce chapitre pour les analyses et discussions dans la suite du manuscrit.

Chapitre 3

Validation du modèle

Ce chapitre a pour but de présenter dans un premier temps le contexte d'application et de validation du modèle SETHyS_Savannah. La campagne de mesures du programme AMMA a fourni un jeu de données très intéressant pour valider le modèle tel qu'il a été présenté dans le chapitre 2 sur deux sites : une parcelle de mil et une parcelle de jachère. Dans un deuxième temps, la validation proprement dite sera exposée et discutée par rapport aux résultats du modèle SETHyS avant modification. L'ancienne version du modèle constitue notre référence pour évaluer l'impact des modifications apportées au modèle.

Ces développements sont aussi soumis à publication pour la revue *Agricultural and Forest Meteorology*, joint en annexe A (Saux Picart et al., 2007).

3.1 Le forçage du modèle

3.1.1 Le forçage atmosphérique

Comme vu au paragraphe 1.3.6 deux sites ont été instrumentés pour acquérir en continu (au pas de temps de la demi-heure) l'ensemble des données météorologiques nécessaires au forçage du modèle : température de l'air (T_a), humidité spécifique de l'air (q_a), vitesse et direction du vent (u_a), rayonnement atmosphérique incident (R_a) et rayonnement solaire incident (R_g).

Un pluviomètre a été installé entre les deux sites qui sont éloignés de quelques centaines de mètres. Ce pluviomètre acquiert des cumuls de pluies toute les 5 minutes ce qui permet une bonne description de la répartition temporelle des pluies au cours de l'événement pluvieux. L'intensité de la pluie contrôle en partie les phénomènes d'infiltration et de ruissellement. Il est donc important de garder un maximum de définition dans le forçage pluviométrique pour simuler correctement l'infiltration et le ruissellement.

La figure 3.1 représente les hyétoigrammes de deux événements pluvieux enregistrés par le pluviomètre de Wankama durant la saison des pluies 2005. L'intensité de la pluie a été reportée au pas

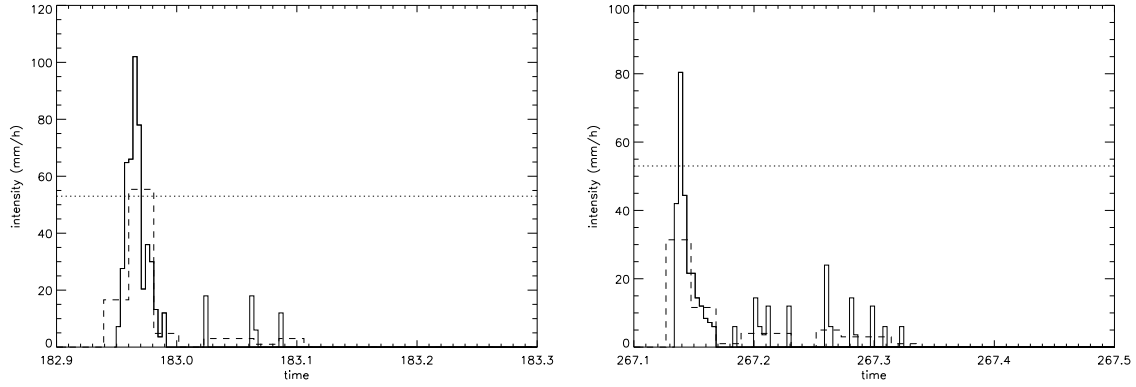


FIG. 3.1 – Hyétoigrammes de deux événements pluvieux caractéristiques à 5 minutes (trait plein) et 30 minutes (trait discontinu) de résolution

de temps d'acquisition (5 minutes, en trait plein) et en moyennes semi-horaires (en trait discontinu). On remarque que les pics d'intensité sont très atténués par la moyenne à 30 minutes, on peut observer un facteur supérieur à 2 en début d'événement donc pour les plus fortes intensités. Lors d'un événement pluvieux, c'est précisément durant les premières minutes de pluie que le ruissellement de Horton (type de ruissellement dominant en région sahélienne) est produit. Le ruissellement de Horton intervient lorsque l'intensité de la pluie est supérieure à la vitesse d'infiltration de l'eau à la surface du sol. A l'inverse le ruissellement de Dunne se produit lorsque le sol est saturé d'eau et ne peut plus infiltrer. Ce type de ruissellement n'est pas sensible à l'intensité de la pluie et intervient plutôt en fin d'événement.

Le formalisme utilisé dans le modèle pour simuler les phénomènes d'infiltration et de ruissellement a déjà été décrit au paragraphe 2.2.2, le taux d'infiltration (ou infiltrabilité) calculé est directement proportionnel à la conductivité hydraulique à saturation (k_{sat}), et dépend de l'état hydrique des 10 premiers centimètres de sol. Sur la figure 3.1 on a également reporté (trait pointillé horizontal) à titre indicatif l'infiltrabilité d'un sol sableux relativement sec caractérisé par : $w = 0.15m^3.m^3$, $k_{sat} = 3.6 \cdot 10^{-6}m.s^{-1}$, $\psi_{sat} = -0.16m$, $b = 4.34$ et $w_{sat} = 0.27m^3.m^3$. On observe alors que dans ces conditions, le ruissellement produit peut être nul (ou très faible) si on considère l'intensité des pluies à 30min, alors que si l'on considère l'intensité des pluies à 5min, le ruissellement produit peut être très important.

Cet exemple illustre l'importance de prendre en compte les pluies à un pas de temps fin dans les modèles pour simuler correctement la quantité d'eau qui va s'infiltrer dans le sol et donc l'ensemble des variables du bilan hydrique.

Nous avons donc choisi un pas de temps pour le modèle égal au pas de temps de l'acquisition des données de pluie, c'est à dire 5 minutes. Le forçage atmosphérique (T_a , q_a , u_a , r_a et r_s) acquis au pas de temps de 30 minutes a été interpolé linéairement à 5 minutes.

3.1.2 Description de la végétation

Comme mentionné précédemment, des mesures de LAI , hauteur, fraction et hauteur de la végétation ont été effectuées sur des parcelles de mil et de jachère aux alentours des stations de mesures des flux.

La méthodologie mise en œuvre par N. Boulain pour faire le suivi du LAI , est celle du projet VALERI (Validation of Land European Remote sensing Instruments, <http://www.avignon.inra.fr/valeri/>). Le protocole consiste pour chaque parcelle de végétation, à faire une série de photographies hémisphériques sur 13 points sur une sous-parcelle de 20 m de coté. Les photos sont ensuite numérisées et traitées par le logiciel Can_eye développé par l'équipe de F. Baret de l'UMR CSE de l'INRA (Institut National de Recherche Agronomique) d'Avignon.

Sur les parcelles de mil, seul le LAI des plants de mil a été comptabilisé, c'est à dire que la mesure ne prend pas en compte une éventuelle végétation sous-jacente (herbe) qui se développe naturellement si le champ n'est pas sarclé régulièrement. La végétation présente sur les champs de jachère est constituée d'une strate herbeuse, dont la hauteur peut atteindre 40 cm en période de pleine croissance, parsemée de plants de Guiera. Les mesures de LAI n'ont été faites que pour l'herbe qui peut représenter jusqu'à 80% du LAI total sur une parcelle de jachère (communication personnelle N. Boulain).

La description de la végétation est un élément clef dans le forçage du modèle. Les mesures étant incomplètes et les premières simulations effectuées en utilisant uniquement les mesures pour forcer le modèle ne donnant pas des résultats satisfaisants notamment en terme d'évapotranspiration, nous avons choisi de compléter les mesures à la lumière des informations récoltées sur place. Pour la parcelle de mil, nous avons ajouté un cycle de végétation correspondant à l'herbe (non sarclée) qui se développe sous le couvert de mil, et dont la phénologie est très liée aux pluies : début de croissance de l'herbe 5 jours après la première pluie et disparition environ 10 jours après la dernière pluie de la saison. Nous avons considéré un LAI maximum d'environ 0.2, et une hauteur maximale de 0.3m.

En ce qui concerne le site de jachère, nous avons également ajouté une couche de végétation correspondant aux plants de Guiera. Le LAI maximum pour cette couche est de 0.2 et la hauteur est constante (1.90m). Le cycle phénologique de la guiera est plus étalé car les racines sont plus profondes et peuvent donc puiser de l'eau plusieurs semaines après la dernière pluie.

Les cycles de LAI et hauteur pour les deux sites ont été reportés sur la figure 3.2. Les croix représentent la moyenne des mesures (quand elles ont été faites) sur les parcelles de mil d'une part et sur les parcelles de jachère d'autre part. Les cycles ont été interpolés par une fonction *spline* et une fonction de lissage en moyenne glissante (IDL reference guide).

Nous considérons dans la suite que le mil possède un fonctionnement en C4, que la Guiera a un fonctionnement en C3 et que l'herbe sous-jacente a un fonctionnement en C4 (Hanan et Prince, 1997).

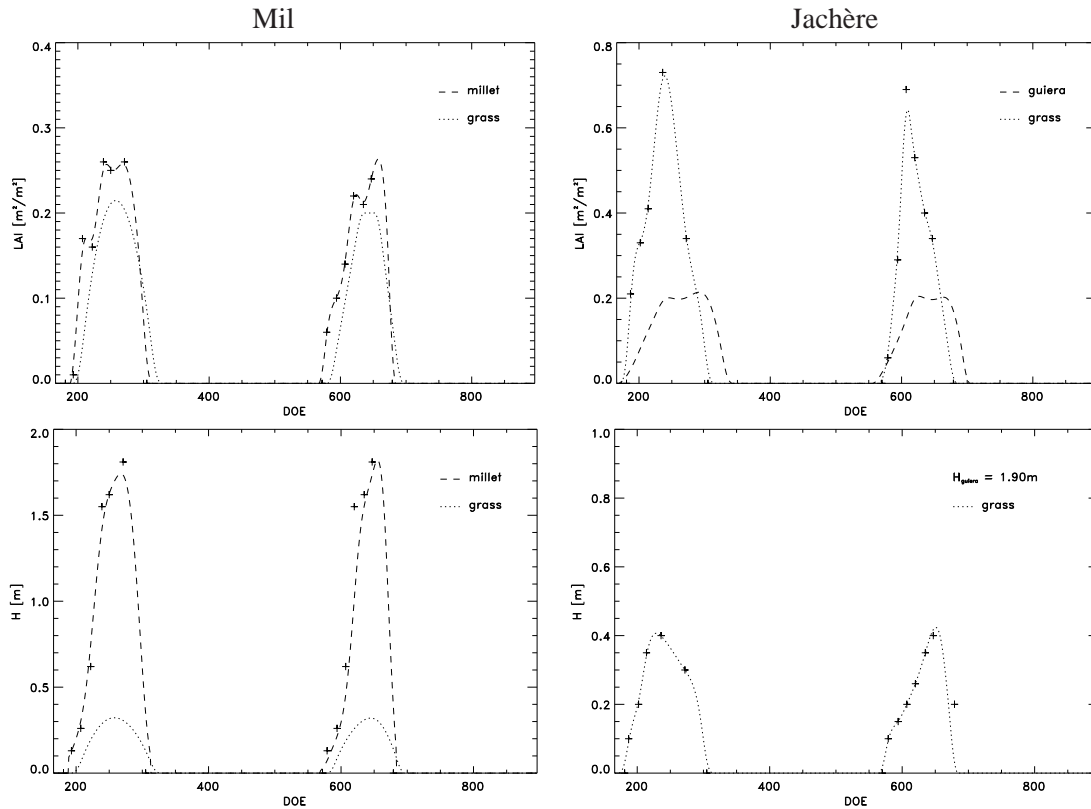


FIG. 3.2 – Cycles de LAI et hauteur de végétation utilisées pour le site de mil et de jachère

3.2 Mesure des flux

Chaque terme du bilan d'énergie a été mesuré par les instruments décrits au paragraphe 1.3.6. L'erreur sur la fermeture du bilan (comparaison des rayonnements nets mesurés et calculés à partir de la somme des flux turbulents et de conduction dans le sol) est en moyenne de 20% avec des maxima supérieurs à 50%. Cette erreur est due d'une part aux imprécisions liées à la mesure (car on ne mesure que les composantes verticales des flux), mais également à l'hétérogénéité de la surface. En effet la mesure des flux turbulents, même si elle est faite en un point précis, est très affectée par l'ensemble des éléments constitutifs du paysage dans les quelques dizaines de mètres autour de l'emplacement de la station. Par ailleurs, la mesure du flux de chaleur dans le sol (effectuée à 5cm) n'est pas ramenée à la surface et induit ainsi une erreur sur la fermeture du bilan. Nous reviendrons sur ce problème plus en détail par la suite. Sur la parcelle de jachère, la surface est particulièrement hétérogène, et l'erreur de fermeture du bilan d'énergie peut atteindre 100%.

Il est donc important de corriger les flux mesurés avant de les utiliser pour la validation. Ainsi, les données ont été éliminées quand l'erreur dépasse 30% du bilan et ont été corrigées dans les autres cas. Pour cela, on choisit de répartir la différence obtenue sur la fermeture du bilan sur les deux termes de flux turbulents. Cette méthode de répartition est couramment utilisée et est effectuée à l'aide d'un

coefficient k journalier :

$$H_c = kH_o \quad (3.1)$$

$$LE_c = kLE_o \quad (3.2)$$

où H_o , LE_o sont les flux observés et, H_c , LE_c sont les flux corrigés. k est le facteur correctif calculé à partir des moyennes journalières des flux observés :

$$k = \left\langle \frac{Rn - G}{LE_o + H_o} \right\rangle \quad (3.3)$$

Pour les deux stations, environ 20% des données ont été éliminées car un écart trop grand de fermeture du bilan était observé. Finalement, environ 20% des données brutes ont été corrigées par la méthode décrite ci-dessus.

3.3 L'optimisation du modèle

L'efficacité des modèles TSVA pour simuler les variables du bilan d'énergie et de masse à la surface dépend de la connaissance liée à la représentation du sol, de la végétation mais aussi des incertitudes sur les conditions de forçage météorologique et radiatif ainsi que de la complexité du modèle. Comme nous l'avons illustré dans le chapitre 2, les différents phénomènes physiques pris en compte sont en nombre limité, et leur représentation est basée sur des paramétrisations. Ces paramétrisations sont en fait des simplifications des processus physiques à l'échelle microscopique, mises en place à l'aide d'études statistiques et d'hypothèses de changement d'échelle (un bon exemple est l'intégration de la résistance de couche limite foliaire à l'échelle du couvert). Les modèles TSVA font donc intervenir un grand nombre de paramètres dont la valeur n'est pas toujours facile à fixer et dépend du cadre d'application du modèle. Idéalement, dans un contexte d'application bien précis, la valeur de certains paramètres peut être déduite de mesures ou d'ajustement sur des mesures. Cependant il y a souvent un manque d'information pour établir la plupart des paramètres d'un modèle TSVA. C'est pour cette raison que des méthodes d'optimisation des paramètres ont été développées afin d'ajuster la valeur des paramètres sur la base de différents critères. Une optimisation passe toujours par la recherche d'un minimum d'une fonction de coût. Les méthodes d'optimisation de paramètres sont nombreuses, Sorooshian et Gupta (1995) distinguent les méthodes locales et les méthodes globales. Les premières sont basées sur le choix d'une direction et d'un pas dans l'espace des paramètres afin de déterminer le minimum d'une fonction à partir d'un point déterminé *a priori*. La méthode dite du *Simplex* (Nelder et Mead, 1965) est une des méthodes locales les plus utilisées. Les méthodes globales sont basées sur la recherche du minimum à partir de l'exploration de l'ensemble de l'espace des paramètres. Elles peuvent être déterministes, stochastiques ou combinées déterministes-stochastiques.

3.3.1 La méthode d'étalonnage MCIP

La méthode que nous avons choisie pour mettre en œuvre l'analyse de sensibilité et l'étalonnage des paramètres est celle développée par Demarty et al. (2002,2004,2005) adaptée et utilisée par Couderc et al. (2003) pour étalonner les paramètres du modèle SETHyS. La méthode MCIP (Multiobjective Calibration Iterative Procedure, Demarty et al., 2005) est basée sur le principe de l'algorithme MOGSA (Multi Objective Generalized Sensitivity Analysis, Bastidas et al., 1999) qui permet de prendre en compte une fonction de coût déterminée sur plusieurs variables de sortie simultanément pour mener l'analyse de sensibilité de l'ensemble des paramètres.

La méthode consiste à réaliser un grand nombre de simulations avec des combinaisons aléatoires des valeurs possibles des paramètres. A chaque paramètre on associe une gamme de variation plausible. L'ensemble de ces intervalles de départ, ou gammes initiales, définit un hyper espace des paramètres qui est balayé afin de construire l'espace des solutions. Pour chaque point de cet hyper espace des paramètres (combinaison de paramètres), une simulation est effectuée, elle constitue un point de l'espace solution. Une approche stochastique simple est utilisée pour échantillonner l'espace des paramètres avec une loi de probabilité uniforme (Monte-Carlo).

On associe à chaque simulation un "score" calculé à partir de l'écart entre la simulation et une référence (observations dans notre étude). Il est alors possible de trier les simulations en deux sous-ensembles : les simulations acceptables et les simulations non acceptables, et ainsi d'identifier les paramètres qui contrôlent la séparation entre les deux sous-ensembles.

La mise en œuvre de cette procédure est décomposée en un certain nombre d'étapes :

- *définition de l'espace initial des paramètres*, consistant à attribuer une gamme de valeurs possibles pour chaque paramètre
- *échantillonnage de l'espace des paramètres*, pour lequel nous choisissons un tirage aléatoire (Monte Carlo) suivant une loi uniforme
- *choix de la fonction "score" ou fonction de coût*. Nous utilisons l'écart quadratique moyen entre les variables simulées et observées (RMSE, Root Mean Square Error) :

$$RMSE(X_j) = \sqrt{\sum_{i=1}^{N_{X_j}} \left(\frac{(\hat{X}_i - \tilde{X}_i)^2}{N_{X_j}} \right)} \quad (3.4)$$

où \hat{X}_i et \tilde{X}_i sont respectivement la simulation et l'observation de la variable X_j au temps i et N_X , le nombre de pas de temps considérés pour la variable X_j . La fonction score est en fait le vecteur des $RMSE(X_j)$ pour l'ensemble des variables X_j prises en compte

- *un critère de séparation* entre les simulations "acceptables" et les simulations "non accep-

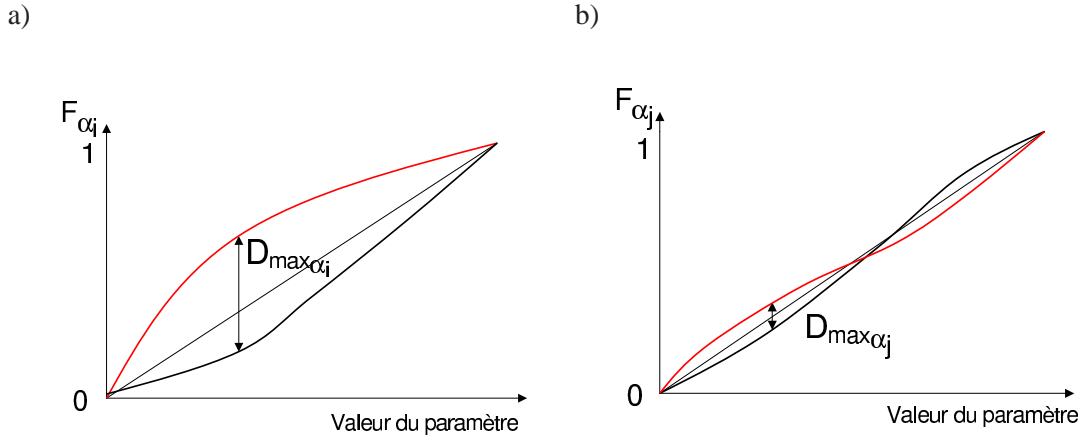


FIG. 3.3 – Fonctions de répartition cumulée dans le cas d'un paramètre sensible (cas a) et d'un paramètre non sensible (cas b) en rouge pour l'ensemble des simulations "acceptables" et en noir pour l'ensemble des simulations "non acceptables".

tables". La méthode de classification des simulations utilisée repose sur le rangement de Pareto. Les simulations sont classées par ensembles d'équivalence (rangs de Pareto). Un nombre minimum de simulations acceptables (fixé *a priori*) définit un rang seuil permettant alors de classer les simulations au sein des deux sous-ensembles. Bastidas et al. (1999) ou Demarty et al. (2002, 2004), par exemple, ont illustré graphiquement le rangement de Pareto dans leurs publications.

- *le calcul de la sensibilité des paramètres* est défini à partir des fonctions de répartition cumulées des valeurs des paramètres *a posteriori* sur chaque sous-ensemble (Figure 3.3). Si l'écart entre ces deux distributions est significatif, le paramètre auquel elles sont associées peut être considéré comme influent (sensible) pour les simulations (cas a) de la figure 3.3). Au contraire, un paramètre peu influent sera caractérisé par des distributions similaires (cas b) de la figure 3.3).

La distance de Kolmogorov-Smirnorff a été choisie pour mesurer la distance maximale entre les deux fonctions de répartition :

$$D_{max_{\alpha_i}} = \sup_{\alpha_i} |F(\alpha_i|B) - F(\alpha_i|\bar{B})| \quad (3.5)$$

avec

$D_{max_{\alpha_i}}$ la distance maximale entre les deux fonctions de distribution cumulée ; α_i un paramètre donné ; $F(\alpha_i|B)$ la fonction de distribution cumulée sur l'ensemble des valeurs acceptables du paramètre et $F(\alpha_i|\bar{B})$ la fonction de distribution cumulée sur l'ensemble des valeurs non acceptables du paramètre.

Le test de Kolmogorov-Smirnorff appliqué sur cette distance permet de définir un niveau de

significativité compris entre 0 et 1 par

$$P_{\alpha_i} = Q_{KS} \left[D_{max_{\alpha_i}} \left(\sqrt{N_e} + 0.12 + \frac{0.11}{\sqrt{N_e}} \right) \right] \quad (3.6)$$

avec

$$N_e = \frac{n_{(\alpha_i|B)} \cdot n_{(\alpha_i|\bar{B})}}{n_{(\alpha_i|B)} + n_{(\alpha_i|\bar{B})}} \quad (3.7)$$

Les nombres effectifs ($n_{(\alpha_i|B)}$ et $n_{(\alpha_i|\bar{B})}$) sont les nombres de simulations de chaque sous-ensemble, et

$$Q_{KS}(\lambda) = 2 \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^{j-1} \exp(-2j^2 \lambda^2) \quad (3.8)$$

P_{α_i} définit donc la sensibilité du paramètre α_i . Bastidas et al. (1999) choisissent trois niveaux de sensibilité : P_{α_i} inférieure à 0.01, comprise entre 0.01 et 0.05 et supérieure à 0.05 selon lesquels le paramètre α_i est respectivement *fortement*, *moyennement*, ou *faiblement* sensible. Nous choisirons un seuil intermédiaire unique de 0.03 en dessous duquel le paramètre sera jugé sensible.

Demarty et al. (2005) ont proposé d'utiliser la comparaison des fonctions de distribution cumulée pour réduire l'espace des paramètres sensibles vers la partie restreinte correspondant aux meilleures simulations. C'est l'itération qui permet de converger vers un ensemble de combinaisons de paramètres offrant tous les mêmes performances vis à vis des critères choisis. Le barycentre de cet espace fournit une combinaison de paramètres que l'on convient d'appeler *combinaison d'étalonnage*.

L'étalonnage des paramètres a été effectué, dans notre cas d'étude, en essayant d'optimiser la simulation de cinq variables pour lesquelles nous avons des observations : les flux turbulents de chaleur latente (LE) et sensible (H), le flux de chaleur dans le sol (G), le rayonnement net (Rn) et l'albedo.

L'idéal aurait été d'optimiser également le contenu en eau du sol, en particulier pour étalonner au mieux les paramètres liés au ruissellement et drainage. Mais nous ne disposons pas de mesures d'humidité du sol au moment de l'étude.

3.3.2 Les paramètres étalonnés

Disposant de séries de données de forçage et d'observation pour les années 2005 (à partir du 17 juin) et 2006, nous avons pu utiliser la première année de données pour étalonner les paramètres et la seconde année pour la validation du modèle. Nous avons choisi une période d'étalonnage assez étendue pour couvrir des conditions humides et sèches. En région sahélienne, la végétation disparaît pratiquement en saison sèche, et le sol devient l'unique surface d'échange de chaleur sen-

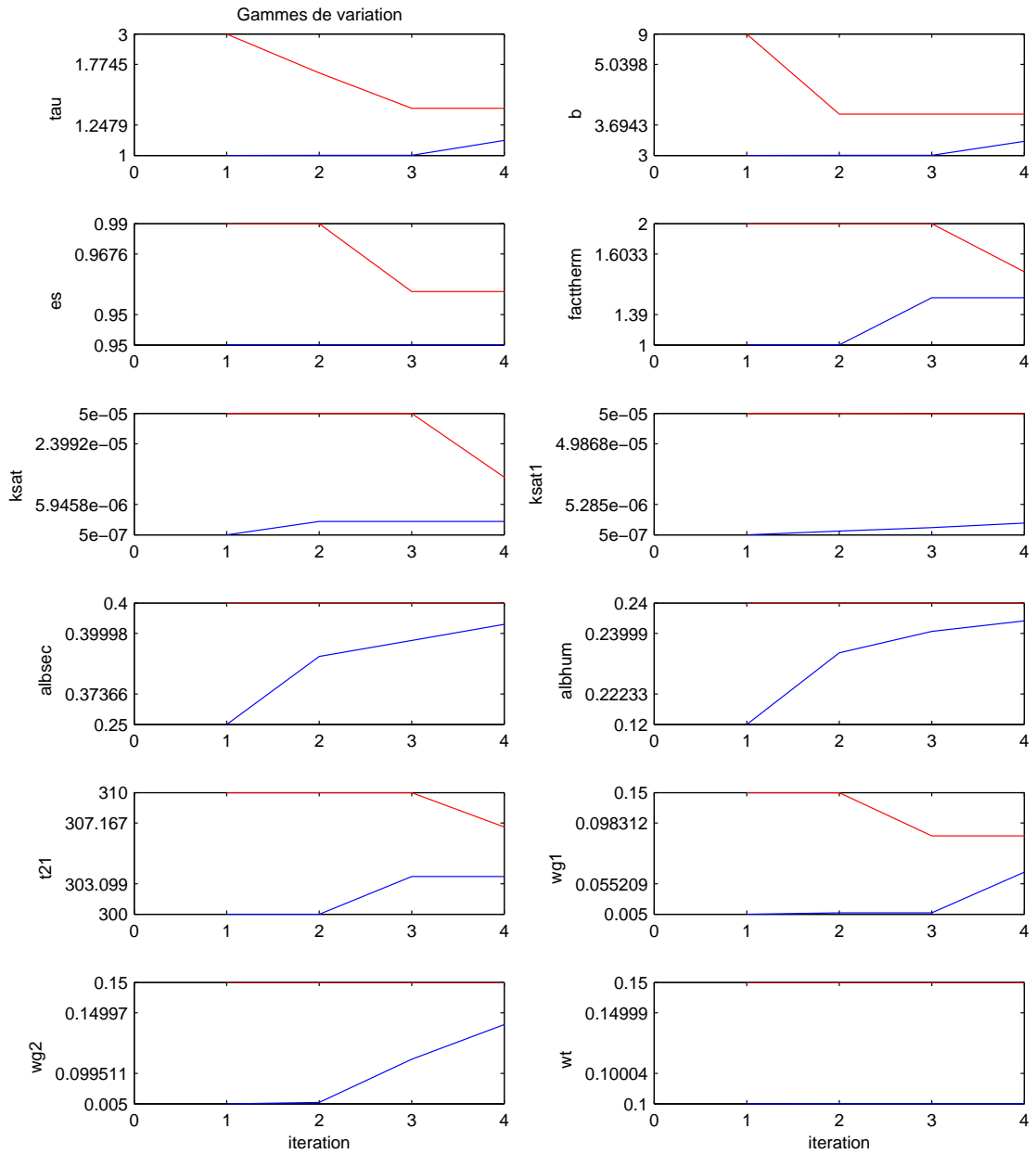


FIG. 3.4 – Convergence des paramètres sur le site de mil

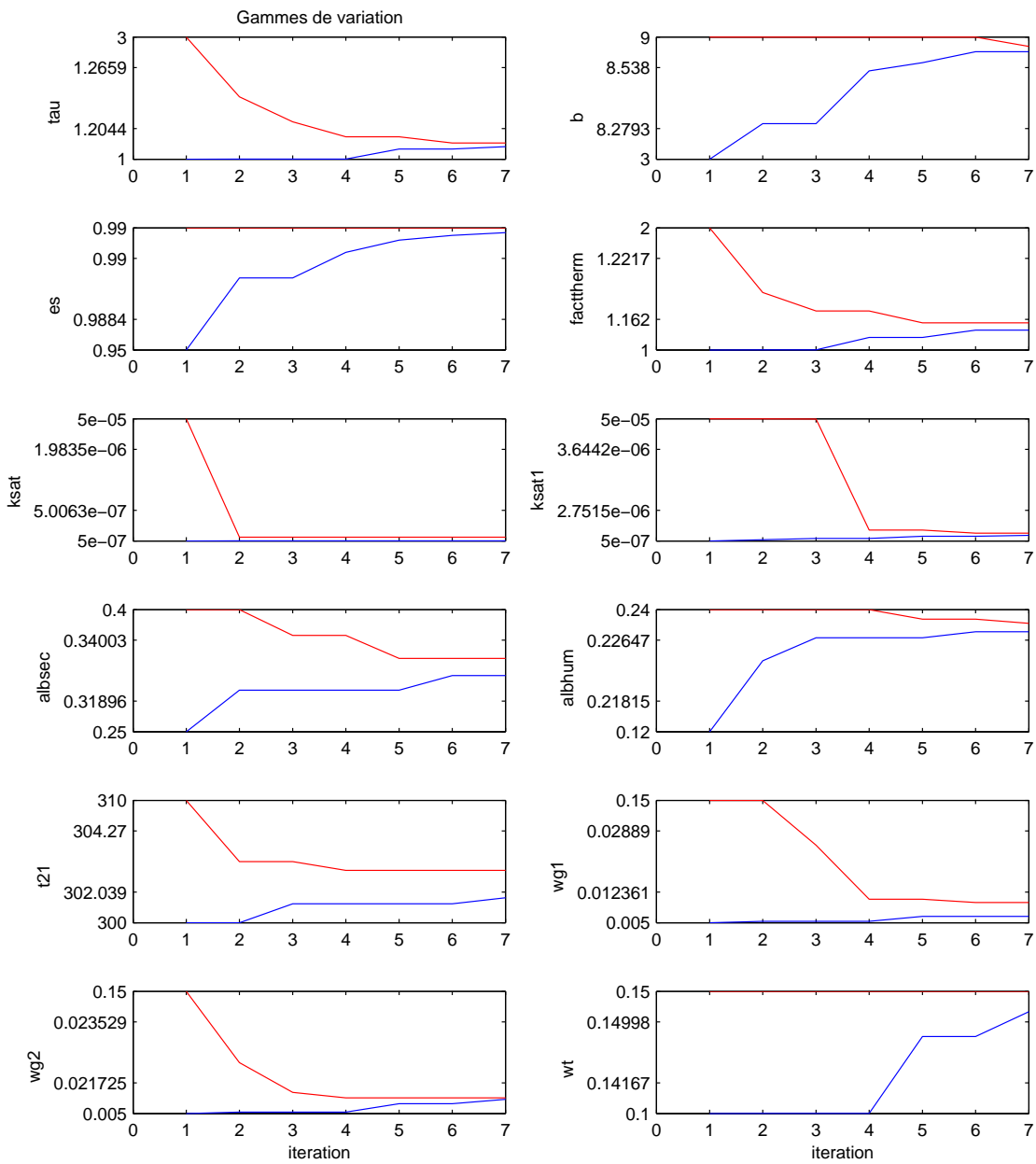


FIG. 3.5 – Convergence des paramètres sur le site de jachère

sible. D'autre part, les pluies étant occasionnelles et variables en saison des pluies, il est important de prendre une période d'étalonnage suffisamment grande pour prendre en compte un nombre conséquent d'événements. En effet il serait incohérent d'étalonner les paramètres sur un ou deux événements qui ne seraient pas représentatifs de la variabilité inter événementielle.

Dans un premier temps plusieurs tests d'étalonnage ont été menés afin de déterminer quels sont les paramètres sensibles de chaque modèle (SEtHyS et SEtHyS_Savannah) compte tenu de la zone d'étude. Cette première étude a montré que les paramètres liés à la végétation ne sont pas sensibles (pour les deux modèles). Ceci s'explique par les très faibles valeurs de LAI utilisées. Les paramètres étalonnés sont ceux liés aux propriétés optiques et hydriques du sol et les conditions initiales de température et humidité des différentes couches de sol (leur liste est donnée dans le tableau 3.1).

Les figures 3.4 et 3.5 montrent la convergence des paramètres que l'on a choisi d'étalonner sur les sites de mil et de jachère, au fur et à mesure des itérations, pour le modèle SEtHyS_Savannah.

On remarque que les paramètres ne convergent pas vers les mêmes gammes finales pour les deux sites. Cela signifie que les propriétés des sols ne sont pas les mêmes sur les deux sites. En particulier, on remarque un fort écart sur le paramètre b , qui représente la pente de la courbe de rétention. Ce paramètre est particulier en ce sens qu'il contrôle les phénomènes de diffusion/drainage d'eau dans le sol, mais également le potentiel matriciel, et donc la transpiration de la végétation via la résistance stomatique.

On peut également remarquer que les conditions initiales et notamment l'humidité des différentes couches de sol ont des valeurs différentes pour les deux sites. Cependant, étant donné que les profondeurs totales de sol ne sont pas les mêmes (1.6 m pour le mil et 1.4 m pour la jachère), l'humidité moyenne du sol est très proche : $0.11m^3.m^{-3}$ pour le mil et $0.105m^3.m^{-3}$ pour la jachère. Donc l'humidité moyenne du profil total de sol est cohérente entre les deux sites.

La combinaison de paramètres finalement choisis pour le modèle est le barycentre de l'espace final atteint par la procédure d'étalonnage. Le tableau 3.1 récapitule l'ensemble des paramètres du modèle SEtHyS_Savannah et leur valeur (en gras) ainsi que la gamme initiale choisie pour les paramètres étalonnés.

TAB. 3.1 – Paramètres du modèle SEtHyS_Savannah

Paramètre	Unité	Description	Mil	Jachère
Propriétés optiques				
es	-	émissivité	[0.95,0.99] 0.96	
eg	-	du sol	0.99, 0.99	0.99, 0.99
Suite page suivante				

<i>et</i>	-	et de la végétation	0.99, 0.99	0.99, 0.99
<i>w_{inf}</i>	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité du sol pour calcul de	0.0066	0.0066
<i>w_{sup}</i>	$m^3 \cdot m^{-3}$	l'albedo	0.2	0.2
<i>albsec</i>	-	albedo sec et humide	[0.25,0.4] 0.38	[0.25,0.4] 0.33
<i>albhum</i>	-	du sol nu	[0.12,0.24] 0.23	[0.12,0.24] 0.22
<i>albg</i>	-	albedo	0.32	0.32
<i>albt</i>	-	de la végétation	0.32	0.32
Caractéristiques de la végétation				
<i>l_{fgg}</i>	<i>m</i>	largeur	0.01	0.01
<i>l_{gft}</i>	<i>m</i>	des feuilles	0.01	0.01
<i>Vmax0g</i>	-	capacité photosynthétique	30	30
<i>Vmax0t</i>	-	des feuilles (Rubisco)	100	60
<i>k_{wstr}</i>	-	paramètre empirique pour le calcul du stress hydrique	0.02	0.02
<i>w_{sat}</i>	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité volumique à saturation	0.27	0.27
<i>w_{cc}</i>	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité volumique à la capacité au champ	0.2	0.2
<i>w_{resid}</i>	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité volumique résiduelle	0.0066	0.0066
<i>ksat1</i>	$10^{-6}m \cdot s^{-1}$	conductivité hydraulique à saturation de surface (<10cm)	[0.5,50] 11	[0.5,50] 3
<i>ksat</i>	$10^{-6}m \cdot s^{-1}$	conductivité hydraulique à saturation (>10cm)	[0.5,50] 9.1	[0.5,50] 0.8
<i>facttherm</i>	$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$	coefficient correctif pour le calcul de la capacité calorifique du sol	[1,2] 1.5	[1,2] 1.2
<i>τ</i>	-	tortuosité du sol	[1,3] 1.5	[1,3] 1.2
<i>D_v</i>	$10^{-5}m^2 \cdot s^{-1}$	diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol	7.5	7.5
<i>ψ_{sat}</i>	<i>m</i>	potentiel hydrique du sol à saturation	-0.16	-0.16
<i>b</i>	-	pente de la courbe de rétention	[3,9] 4.2	[3,9] 8.4
<i>zrg</i>	<i>m</i>	épaisseurs des	0.6	0.4
<i>zrt</i>	<i>m</i>	couches de sol	1	1

Conditions initiales

Suite page suivante

w_{g10}	$m^3 \cdot m^{-3}$	initialisation	[0.005,0.15] 0.08	[0.005,0.15] 0.02
w_{g20}	$m^3 \cdot m^{-3}$	des humidités volumiques	[0.005,0.15] 0.13	[0.005,0.15] 0.02
$wt0$	$m^3 \cdot m^{-3}$	des couches de sol	[0.01,0.15] 0.13	[0.01,0.15] 0.14
$z_{mulch10}$	m		0	0
$z_{mulch20}$	m	initialisation des	0.18	0.11
z_{10}	m	épaisseurs de mulch	0.05	0.05
z_{20}	m		0.37	0.24
t_{20}	K	initialisation de la température profonde	305	303

Les figures 3.6 et 3.7 montrent la convergence du RMSE entre simulations et observations des variables utilisées comme critère de classement des simulations dans le processus itératif d'étalonnage. Les gammes de RMSE sur les variables tendent logiquement vers le bas de la gamme initiale qui représente le minimum et le maximum des RMSE obtenus entre simulations et observations en utilisant les combinaisons aléatoires de paramètres tirés dans les gammes initiales choisies (tableau 3.1).

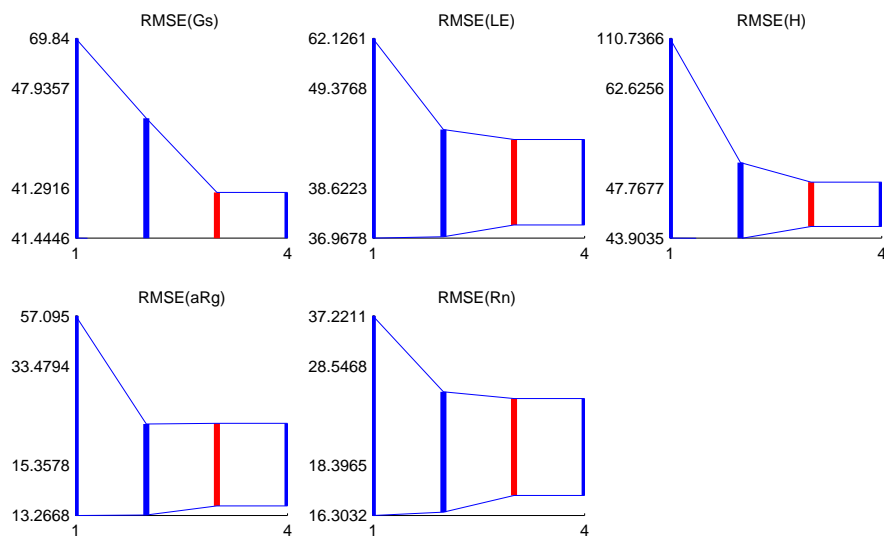


FIG. 3.6 – Convergence des paramètres sur le site de mil

La convergence des critères est plus rapide pour le site de mil que pour le site de jachère. En effet le critère d'arrêt est atteint à la quatrième itération dans un cas et à la septième dans l'autre cas. Les gammes de RMSE atteintes sont également différentes, elles sont globalement plus faibles pour l'ensemble des variables dans le cas du mil. Cette différence est commentée dans le paragraphe 3.4.1.

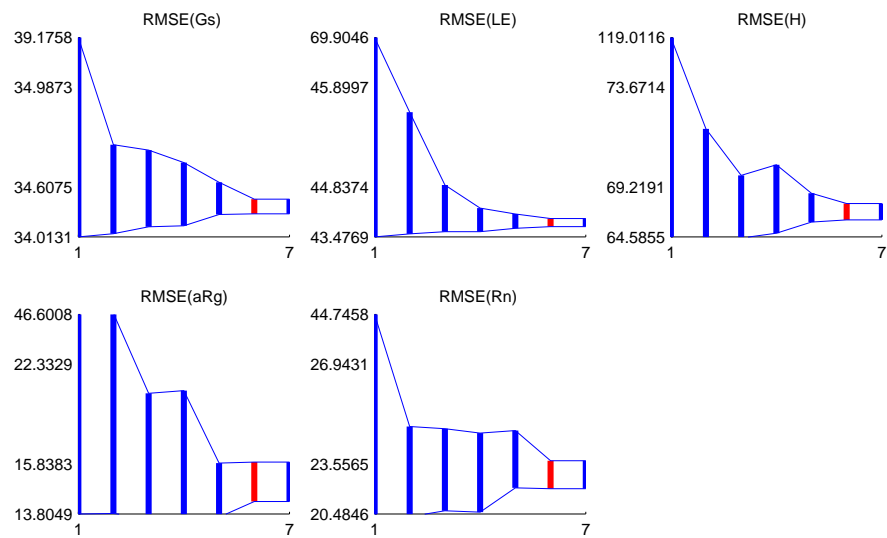


FIG. 3.7 – Convergence des paramètres sur le site de jachère

Les paramètres du modèle SETHyS ont également été étalonnés dans les mêmes conditions. C’est à dire que seules les conditions initiales et les paramètres liés au sol ont été étalonnés. Le modèle SETHyS ne prend en compte qu’une seule couche de végétation, nous avons utilisé le *LAI* total, somme des *LAI* des deux strates du modèle SETHyS_Savannah.

Ainsi le processus d’étalonnage décrit dans ce paragraphe fournit un jeu de paramètres qui permet d’obtenir une des “meilleures simulations” possible. Cependant il faut rappeler ici que le critère pour évaluer les “meilleures simulations” est un critère global pour l’ensemble des critères utilisés (*H*, *LE*, *G*, *Rn* et *aRg*). Nous reviendrons sur cet élément par la suite pour expliquer certaines différences observées entre les simulations des deux modèles.

3.4 Comparaison des termes du bilan d’énergie

Le modèle d’origine SETHyS nous fournit une référence par rapport à laquelle nous pouvons évaluer les différentes améliorations apportées notamment au niveau de la représentation du mulch de surface et de l’ajout d’une seconde couche. Des simulations ont donc été faites sur l’ensemble des deux années (2005 et 2006) et ont été confrontées aux observations.

Cette section présente les résultats de ces comparaisons obtenues à l’échelle de l’année de validation (2006) dans un premier temps. Sont ensuite présentées des comparaisons sur de courtes séries temporelles afin d’évaluer la réaction des modèles à des conditions brutalement changeantes (orage convectif, par exemple, qui va induire une chute brutale de rayonnement net et une augmentation de

l'humidité atmosphérique).

3.4.1 Commentaires généraux

SEtHyS_Savannah vs observations

La période de validation s'étend du jour 366 au jour 730 (en jours julien calculés à partir du 1^{er} janvier 2005), elle comprend donc une saison sèche et un cycle complet de végétation qui s'étend approximativement du jour 560 au jour 700.

La figure 3.8 montre, pour les deux sites, les diagrammes de corrélation entre les simulations du modèle SEtHyS_Savannah et les observations pour les différents termes du bilan d'énergie. Les gammes d'erreur sont en accord avec les précédentes études menées en région semi-aride et notamment dans le cadre d'Hapex Sahel par Braud et al. (1997) qui obtient des RMSE compris entre 29.3 et 39.3 $W.m^{-2}$ pour les flux sur un site de jachère.

Si l'on compare les résultats entre les deux sites, on remarque que globalement les flux sont mieux simulés sur le site de mil que sur le site de jachère. Un écart sur le RMSE de plus de 40 W/m^2 peut être observé sur le flux de chaleur sensible. Le fait que les résultats en terme de corrélation (R^2) et de RMSE soient meilleurs sur le site de mil s'explique par la plus grande homogénéité de la surface à l'échelle de la parcelle. En effet la végétation bien qu'éparse est répartie de manière assez continue sur une parcelle cultivée. A l'inverse une parcelle en jachère n'a pas une couverture arbustive continue et les flux à l'endroit de la station de mesure ne sont pas forcément représentatifs de la végétation moyenne sur la parcelle. Ainsi, cette dispersion de la végétation sur la jachère induit une difficulté supplémentaire aussi bien pour les mesures que pour la simulation des flux. Ceci a déjà été mis en évidence par Lloyd et al. (1997), qui souligne les difficultés rencontrées tant dans la mesure que dans la simulation des flux sur une parcelle hétérogène de jachère.

Cependant on peut remarquer que la simulation du flux de chaleur dans le sol affiche un résultat meilleur sur la parcelle de jachère. Le graphe de la figure 3.8 relatif au flux de chaleur dans le sol est caractéristique d'un déphasage entre mesures et simulations, en particulier pour le site de mil. Elle s'explique par le fait que les mesures sont effectuées à 5cm de profondeur alors que le modèle simule le flux à la surface du sol. Plusieurs méthodes simples existent pour ramener les observations à la surface, néanmoins elles nécessitent de calculer la capacité calorifique du sol, ce qui n'est possible qu'en connaissant précisément l'humidité du sol. Les mesures d'humidité n'ont pas été étalonnées, comme déjà mentionné, et de plus ont été effectuées à une profondeur de 10 cm. La capacité calorifique du sol dépend également de la nature du sol. Ainsi, il est donc probable que les résultats de la comparaison des mesures et simulations du flux de chaleur dans le sol soient fortement modifiés si l'on considérait les mesures rapportées à la surface. En effet, rapporter les flux à la surface engendrera un décalage du maximum et une augmentation de l'amplitude. Ceci pourra être confirmé dès que les mesures d'humidité seront exploitables.

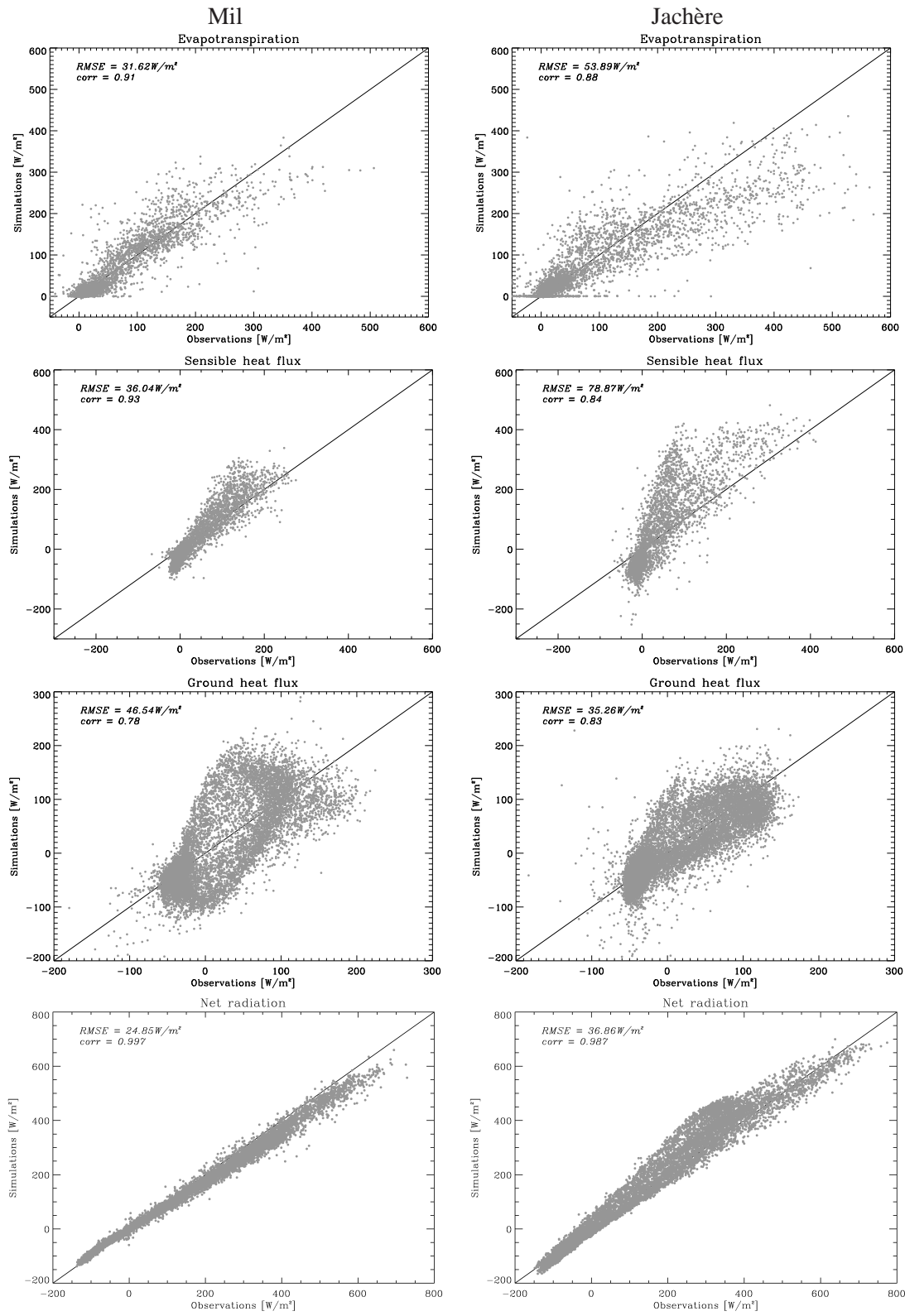


FIG. 3.8 – Comparaison des flux simulés et des flux observés durant la période de validation [370-730]

SEtHyS_Savannah vs SEtHyS

Le tableau 3.2 présente les résultats des deux modèles comparés aux observations pour la période d'étalonnage et la période de validation. Tous les flux sont mieux simulés par la nouvelle version du modèle excepté le rayonnement net. On remarque en effet une amélioration en terme de RMSE qui atteint au moins 20% pour les flux turbulents et le flux de chaleur dans le sol. Cependant, on observe une dégradation relativement importante du rayonnement net, en particulier sur le site de jachère.

TAB. 3.2 – Comparaison des résultats de SEtHyS_Savannah aux observations pour la parcelle de mil en haut et de jachère en bas

	Période d'étalonnage [168-365]				Période de validation [366-730]			
	SEtHyS		SEtHyS_Sav		SEtHyS		SEtHyS_Sav	
	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2
LE	46.0	0.79	36.3	0.88	44.3	0.81	31.6	0.91
H	78.8	0.88	48.6	0.90	50.2	0.90	36.0	0.93
G	59.9	0.77	45.1	0.75	59.9	0.82	46.5	0.78
Rn	18.0	0.99	20.6	0.99	14.0	0.99	24.8	0.99
<hr/>								
	SEtHyS		SEtHyS_Sav		SEtHyS		SEtHyS_Sav	
	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2
LE	51.3	0.82	45.4	0.87	65.7	0.80	53.9	0.88
H	87.3	0.82	71.2	0.89	87.7	0.75	78.9	0.84
G	45.0	0.75	34.4	0.83	49.1	0.80	35.3	0.83
Rn	19.9	0.99	25.0	0.99	17.5	0.99	36.8	0.99

L'hétérogénéité plus importante de la surface sur le site de jachère, peut ici être invoquée pour expliquer cette dégradation dans les simulations du rayonnement net. D'autre part, il faut rappeler le caractère multicritère de l'étalonnage : il permet en effet d'obtenir une des "meilleures simulations" par rapport à l'ensemble des critères choisis, il semble donc que dans le cas de la jachère l'étalonnage des paramètres favorise une dégradation du rayonnement net compensée par une forte amélioration des autres flux. Ceci est également vrai sur la parcelle de mil mais dans une moindre mesure.

On observe donc ici l'effet combiné des changements apportés au modèle SEtHyS_Savannah et des étalonnages qui diffèrent entre les deux modèles. Cependant l'amélioration globale des résultats de la nouvelle version du modèle est manifeste car l'amélioration des flux turbulents et du flux de chaleur dans le sol est largement supérieure à la dégradation du rayonnement net.

3.4.2 Comparaison des résultats à l'échelle journalière

Les résultats à l'échelle de l'année permettent d'avoir une vision globale des améliorations apportées au modèle. Néanmoins, il est important d'analyser le comportement des simulations à l'échelle journalière afin de comprendre l'impact des modifications du modèle sur les simulations et proposer,

éventuellement, de nouvelles améliorations.

Des extractions des termes du bilan d'énergie sur quelques jours où les différences nous ont parues les plus significatives, sont présentées sur les figures 3.9 et 3.10. Malheureusement peu d'événements pluvieux ont été enregistrés dans leur totalité en particulier en ce qui concerne les flux de chaleur latente et sensible. La première figure concerne le site de mil, les simulations des deux modèles ont été tracées en trait plein et en trait discontinu, ainsi que les observations. Deux périodes de quelques jours ont été sélectionnées.

Jour 607, un faible événement pluvieux ($\simeq 2\text{mm}$) est intervenu un peu avant 12h, on peut remarquer sur la figure 3.9 la différence de réaction des deux modèles en particulier en ce qui concerne le flux de chaleur latente. En effet, le modèle SEtHyS ne semble pas sensible à un événement si faible. A l'inverse, le modèle SEtHyS_Savannah répond immédiatement et en accord avec les observations.

Jour 608, un événement pluvieux ($>10\text{ mm}$) intervient vers 2h du matin. Les deux modèles répondent immédiatement, et on peut observer un pic d'évapotranspiration qui reste cependant faible comparé aux observations. Ce pic correspond à l'évapotranspiration lorsque la surface du sol est saturée (c'est à dire durant la pluie), l'eau du sol s'infiltre ensuite (réessuyage) et la demande climatique étant faible la nuit (pas de rayonnement solaire courtes longueurs d'onde), l'évapotranspiration retrouve un niveau faible jusqu'au lever du soleil. Les jours suivants, les deux modèles ne se comportent pas de la même façon. En effet durant le jour 608, l'évapotranspiration est très surestimée par le modèle SEtHyS et l'on peut observer une décroissance exponentielle jusqu'au jour 613. Durant la période [611-613] le modèle SEtHyS surestime l'évapotranspiration de jour, mais la sous-estime la nuit. Ce phénomène est particulièrement visible sur le site de jachère (Figure 3.10) sur la période [612-616].

Le flux de chaleur sensible est mieux simulé par le nouveau modèle, bien que le comportement général soit similaire, c'est à dire que les modèles surestiment les observations le jour et les sous-estiment la nuit. De même le flux de chaleur dans le sol est mieux simulé par SEtHyS_Savannah, mais les observations n'ayant pas été rapportées à la surface du sol, il convient d'être prudent sur la comparaison des modèles par rapport aux observations. Néanmoins, les deux modèles présentent des différences significatives que l'on attribue au calcul de la capacité calorifique. En effet, la représentation du mulch implique une répartition de l'eau très différente dans la couche racinaire. Ainsi l'humidité de la couche superficielle (10 cm), qui est prise en compte dans le calcul de la capacité calorifique peut être très différente entre les deux modèles, et engendrer ainsi de forts écarts dans le calcul du flux de chaleur dans le sol.

Le rayonnement net est quand à lui, moins bien simulé par la nouvelle version du modèle en particulier sur le site de jachère comme nous l'avons déjà mentionné. On remarque qu'il est en général sous-estimé, ce qui signifie que moins d'énergie est disponible pour la surface. On peut alors expliquer le fait que, en particulier le jour, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur dans le sol sont plus faibles avec le modèle SEtHyS_Savannah qu'avec le modèle SEtHyS.

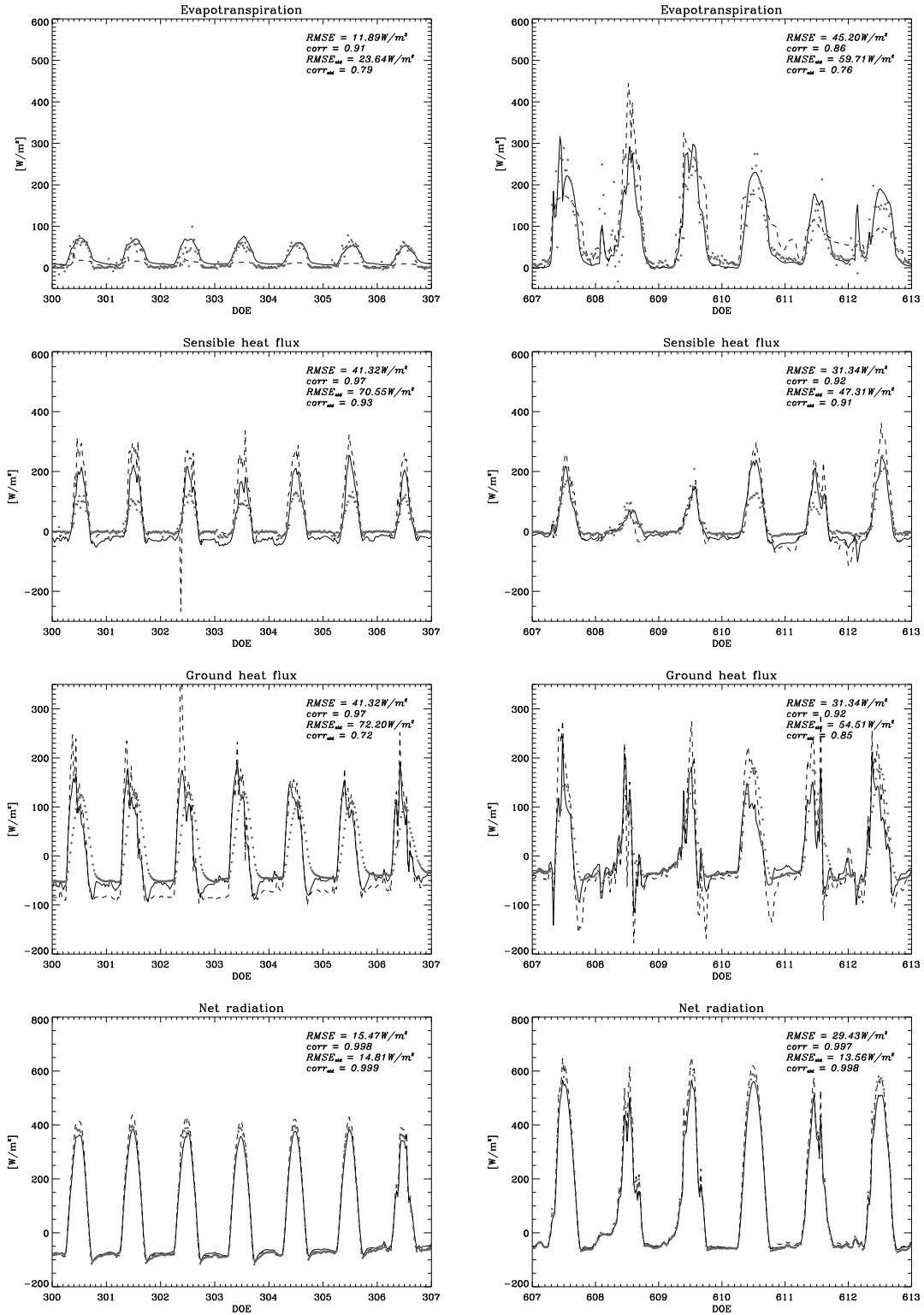


FIG. 3.9 – Comparaison des flux simulés (par les deux modèles) et des flux observés durant la période [300-307] et la période [607-613] pour le site de mil. Trait discontinu : modèle SETHyS ; trait plein : modèle SETHyS_Savannah ; points gris : observations

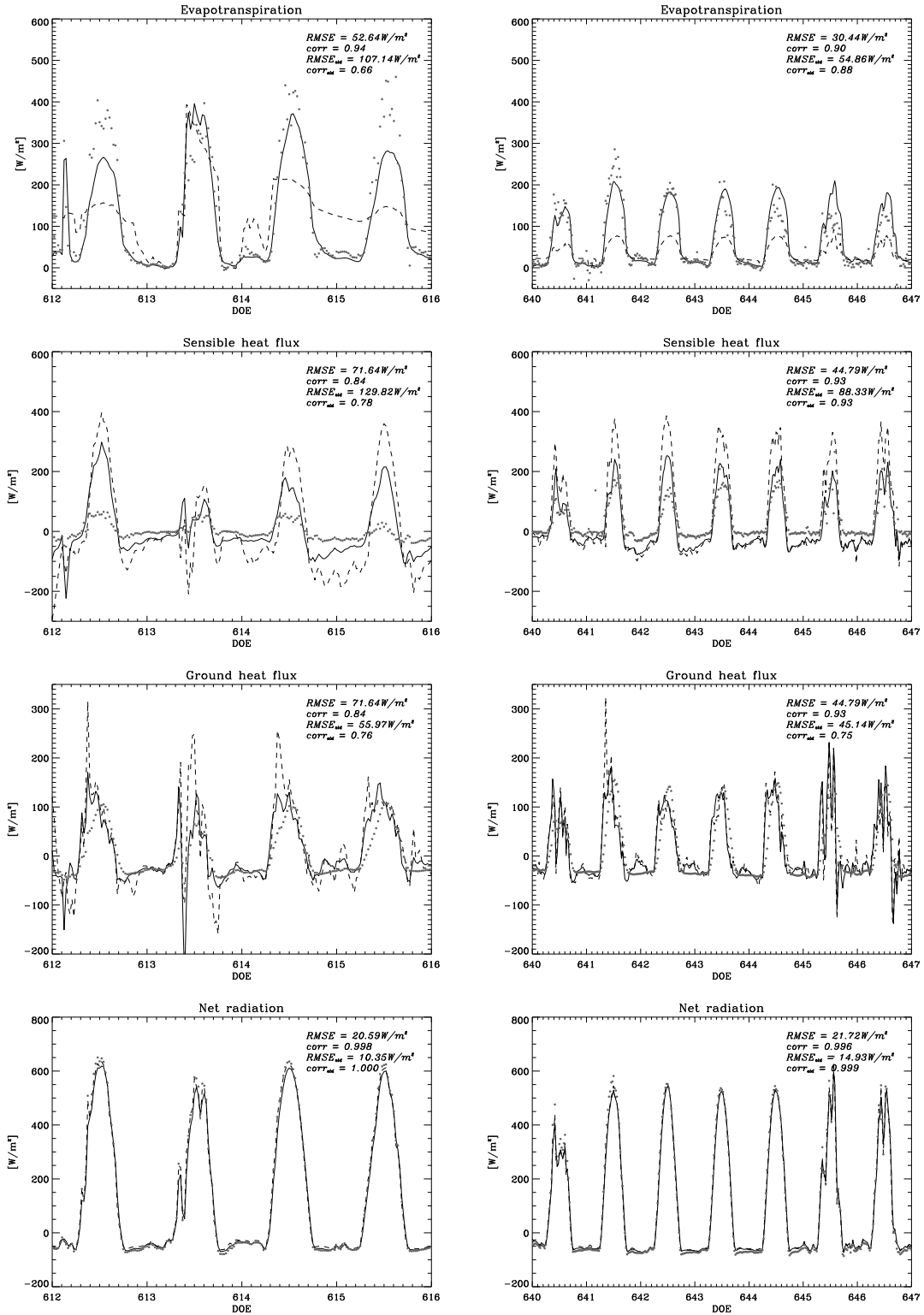


FIG. 3.10 – Comparaison des flux simulés (par les deux modèles) et des flux observés durant la période [612-616] et la période [640-647] pour le site de jachère. Trait discontinu : modèle SETHyS ; trait plein : modèle SETHyS_Savannah ; points gris : observations

En région sahélienne, l'évapotranspiration est très dépendante du contenu en eau de la surface du sol et des conditions atmosphériques. Les formalismes utilisés dans les modèles TSVA pour le bilan hydrique du sol et la résistance de sol sont donc particulièrement importants. Le modèle SEtHyS considère une couche de 10 cm incluse dans une épaisseur de sol correspondant à la zone racinaire, il utilise le formalisme "force-restore" de Deardorff (1978). L'évaporation du sol est conditionnée par l'évaporation potentielle et par une conductance qui dépend de l'humidité de la couche de surface. Le formalisme utilisé pour cette conductance de surface vient de Soarès et al. (1988), il est basé sur le concept d'évaporation limitée par la diffusivité hydrique du sol et s'exprime par une fonction exponentielle (Wetzel et Chang, 1988). Ce formalisme ne semble pas adapté aux régions semi-arides : d'une part parce que la couche de surface (10 cm) n'est pas sensible aux faibles pluies, donc sur un sol pratiquement sec en surface, une petite pluie va engendrer une très faible variation du contenu en eau des 10 premiers centimètres. D'autre part, comme nous l'avons déjà fait remarquer, cette limitation exponentielle ne permet pas de reproduire correctement le cycle diurne de l'évaporation du sol (sous-estimation le jour et surestimation la nuit).

La représentation du mulch (voir paragraphe 2.2.3) que nous proposons permet d'améliorer la simulation du flux de chaleur latente. La résistance de sol est directement proportionnelle à l'épaisseur du mulch de surface. Ainsi durant et juste après une pluie, la résistance de mulch est très petite voire nulle, et ce quelle que soit l'intensité et l'importance de la pluie. Il est intéressant de noter que la résistance de mulch n'est pas contrôlée uniquement par l'humidité de surface du sol, mais également par l'historique pluviométrique. En effet, si un laps de temps important s'écoule après une pluie, le mulch atteint une profondeur importante, limitant ainsi l'évaporation de manière significative. Une faible pluie a alors pour effet d'alimenter une évaporation rapide mais brève (jusqu'à ce que la couche humide induite par cette pluie disparaisse). Dans le modèle SEtHyS, à l'inverse l'évaporation du sol est plus étalée dans le temps avec une intensité moindre. Au regard des observations, il semble que le nouveau modèle soit beaucoup plus performant dans la simulation de l'évaporation du sol.

3.5 Le bilan hydrique

Bien que nous ne disposions pas, au moment de l'étude, de mesures d'humidité du sol étalonnées, nous avons comparé les bilans hydriques des deux versions du modèle.

La figure 3.11 représente les courbes cumulées d'évaporation du sol et de transpiration de la végétation pour les années 2005 et 2006. L'évaporation du sol est plus importante avec le modèle SEtHyS_Savannah, et en particulier en fin de saison, où les deux courbes se séparent. Dans le modèle SEtHyS, le formalisme de Soarès et al. (1988) empêche toute évaporation du sol si l'humidité de la couche de surface atteint l'humidité résiduelle. C'est ce qui se passe après la saison des pluies, l'évaporation du sol devient nulle pour le modèle SEtHyS alors que dans le cas du modèle SEtHyS_Savannah, le mulch limite mais ne bloque pas l'évaporation du sol tant qu'il reste de l'eau

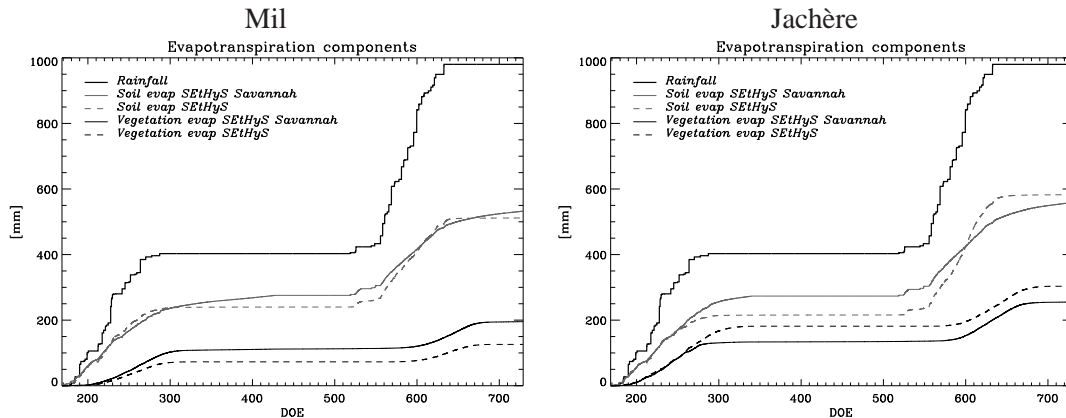


FIG. 3.11 – Courbes cumulées des termes du bilan d'eau. Trait noir gras : pluies ; traits discontinus fins : modèle SETHyS ; traits pleins fins : modèle SETHyS_Savannah

dans la couche racinaire supérieure.

D'autre part on remarque une nette différence de comportement de la transpiration de la végétation entre les deux sites. En effet le cumul de transpiration pour le modèle SETHyS est inférieur à celui du modèle SETHyS_Savannah dans le cas de la parcelle de mil, mais l'inverse peut être observé dans le cas de la parcelle de jachère. Ce phénomène peut être expliqué par le fait que le modèle SETHyS ne prend en compte qu'une seule couche de végétation. Dans la nouvelle version du modèle, nous pouvons définir une résistance stomatique pour chaque couche de végétation à travers la paramétrisation de Sellers et al. (1996a,b) qui permet entre autres de tenir compte du type de plante C3 ou C4. On est donc en mesure de représenter un couvert composé de deux végétations ayant des fonctionnements photosynthétiques et respiratoires très différents. L'ancienne version du modèle fonctionne avec une seule couche décrite par le LAI total, le type associé à ce LAI total est le mil dans le cas de la parcelle de mil, et l'herbe dans le cas de la parcelle de jachère. Rappelons que dans le cas du mil nous avons ajouté artificiellement une couche d'herbe et dans le cas de la jachère nous avons ajouté une couche de plants de guiera qui n'ont pas été comptabilisés dans les mesures de LAI .

Pour le site de jachère, on remarque également que la transpiration dans le modèle SETHyS_Savannah est pratiquement nulle avant le jour 300. La raison est que le paramètre b (pente de la courbe de rétention) a été étalonné de manière très différente sur les deux sites d'étude : il vaut 4.2 et 8.4 pour le site de mil et de jachère respectivement. Ainsi le potentiel hydrique est très différent d'un site à l'autre : à humidité égale, le potentiel hydrique est plus grand en valeur absolue pour le site de jachère. La résistance stomatique atteint donc plus rapidement des valeurs élevées sur ce site, bloquant ainsi la transpiration plus tôt dans l'année.

On a représenté sur la figure 3.12 la transpiration de la végétation extraite sur quelques jours en fin de saison des pluies ainsi que les conductances stomatiques correspondantes. On remarque que la somme des transpirations des deux couches de végétation sur le site de mil dans le modèle

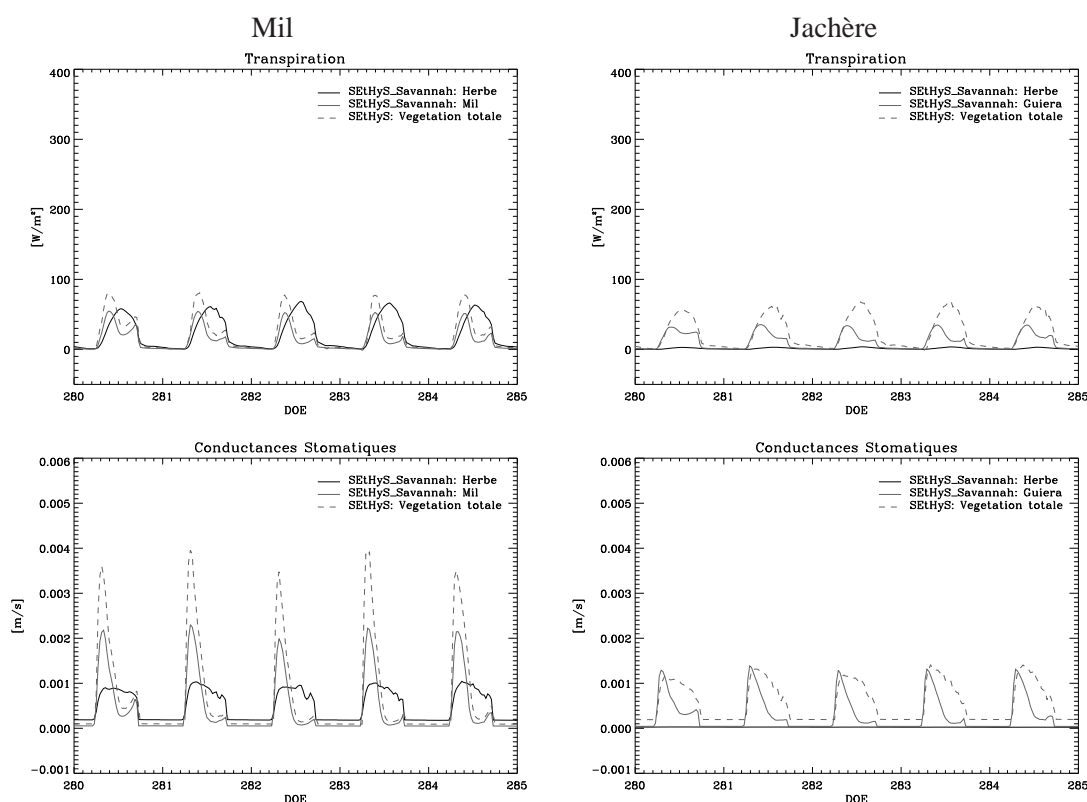


FIG. 3.12 – Transpiration et conductance stomatique de la végétation extraite sur quelques jours en fin de saison des pluies 2005

SEtHyS_Savannah est supérieure à la transpiration de la végétation dans le modèle SEtHyS. Sur le site de jachère, on observe que la végétation transpire plus dans le modèle SEtHyS que dans le modèle SEtHyS_Savannah. La transpiration de la végétation est directement liée à la conductance stomatique qui dépend entre autres du potentiel hydrique du sol (lui même contraint par le paramètre b).

L'impact de la paramétrisation du bilan hydrique est donc importante pour la simulation du contenu en eau du sol. La figure 3.13 représente l'humidité volumique relative de la (dans le cas du modèle SEtHyS) ou des (dans le cas du modèle SEtHyS_Savannah) zones racinaires. De très fortes différences entre les simulations des deux modèles sont observées, en particulier sur le site de mil.

Dans le modèle SEtHyS, l'évaporation du sol est bloquée si la couche superficielle de 10cm est à l'humidité résiduelle. Ainsi, après le jour 320, et jusqu'à la pluie suivante (jour 520 environ) l'humidité du sol est constante puisqu'il n'y a pas de transpiration ($LAI=0$) et pas de drainage profond. Dans le modèle SEtHyS_Savannah, l'humidité continue de décroître car le mulch autorise l'évaporation, et le drainage profond est simulé.

Cependant la comparaison de l'humidité du sol simulée par les deux modèles n'est pas aisée car les profondeurs totales du sol sont différentes : pour le mil 0.62 m et 1.60 m et pour la jachère 1.0 m

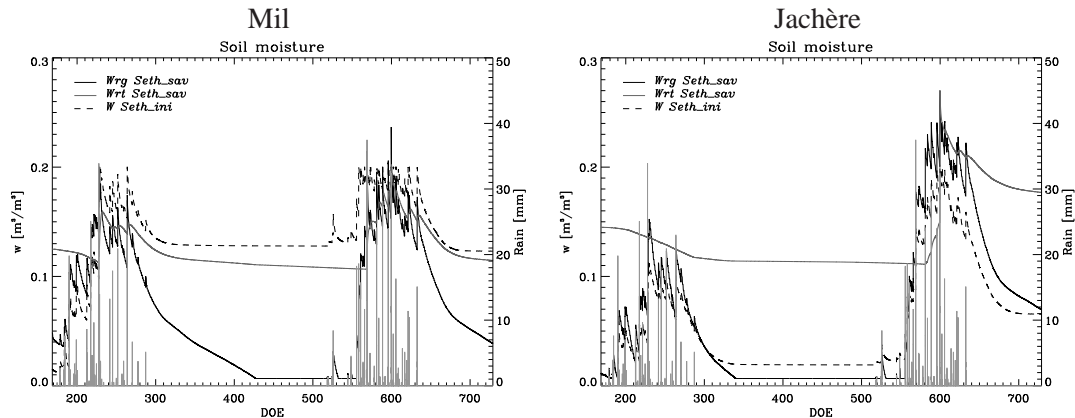


FIG. 3.13 – Humidité volumique relative des différentes couches de sol

et 1.4 m pour SETHyS et SETHyS_Savannah respectivement.

Sur le site de jachère, on peut remarquer que l'eau ne parvient pas, dans la nouvelle version du modèle, à infiltrer la couche de sol profonde durant la saison des pluies 2005. Cependant durant la seconde saison des pluies, qui est plus intense (+143 mm par rapport à 2005) mais plus courte, l'eau recharge la couche profonde. Sur le site de mil, l'eau arrive en profondeur durant les deux années, le *LAI* étant plus faible, on a moins de prélèvements racinaires que sur le site de jachère. Le sol reste donc plus humide en particulier en surface ce qui rend le développement du mulch moins rapide, et favorise ainsi l'infiltration de l'eau plus en profondeur.

3.6 Conclusion/discussion sur la validation

Les modifications apportées au modèle SETHyS ont engendré un certain nombre de points positifs dans la simulation du bilan d'énergie. Les flux turbulents, et en particulier le flux de chaleur latente, ont été nettement améliorés. Le flux de chaleur dans le sol a lui aussi bénéficié des modifications du modèle. A l'inverse le rayonnement net a été légèrement dégradé. Ces résultats méritent d'être discutés dans leur globalité, c'est l'objet de cette section.

3.6.1 Discussion sur la méthode d'étalonnage

Une méthode d'étalonnage, quelle qu'elle soit, nécessite de faire un certain nombre de choix qui ont des conséquences non négligeables sur le résultat. On doit en effet définir un critère d'évaluation des simulations, choisir les variables sur lesquels établir ces critères ou encore définir une période d'étalonnage. Pour beaucoup de ces choix nous avons fait confiance à la méthode, néanmoins de nombreux tests ont été effectués en particulier pour définir les paramètres sensibles ou la période d'étalonnage.

Il s'est avéré que seuls les paramètres liés au sol étaient sensibles et nécessitaient un étalonnage. Les tests sur le choix de la période d'étalonnage ont montré qu'il était important de considérer une saison des pluies et une saison sèche afin d'avoir une représentativité suffisante de l'ensemble des conditions de surface possible. D'autre part, pour les variables d'étalonnage, nous avons considéré les flux turbulents, le flux de chaleur dans le sol, le rayonnement net et l'albédo. Or nous avons vu que le flux de chaleur dans le sol n'a pas pu être ramené à la surface. Il est à prévoir qu'une telle correction aura un impact important sur l'étalonnage.

Nous avons vu, avec les paramètres ainsi étalonnés, que le rayonnement net est moins bien simulé par la nouvelle version du modèle, mais que les autres flux sont mieux simulés. Il y a là un phénomène de compensation dû à l'étalonnage. En effet il est probable que la procédure d'étalonnage donne plus de poids, compte tenu des paramètres que nous avons choisi d'étalonner, aux flux turbulents et au flux de chaleur dans le sol. La méthode d'étalonnage fournit un jeu de paramètres qui conduit à une des meilleures simulations. Ce critère de "meilleure simulation" est calculé globalement pour l'ensemble des variables ayant servi à l'étalonnage. Ainsi la simulation retenue finalement conduit à une dégradation du rayonnement net, compensé par une forte amélioration de la simulation des flux turbulent et du flux de chaleur dans le sol.

Par ailleurs, les mesures d'humidité du sol n'étant pas disponibles pour l'instant elles n'ont pas pu être utilisées pour l'étalonnage ni pour corriger le flux de chaleur dans le sol. Il est probable que l'étalonnage aurait été différent si elles avaient été prises en compte.

3.6.2 Discussion à propos de l'apport de l'introduction d'une seconde couche de végétation dans le modèle

Des simulations ont été faites avec le modèle SEtHyS_Savannah en ne considérant qu'une seule couche de végétation dont le LAI est pris égal au LAI total, c'est à dire que l'on utilise le même LAI que dans le modèle SEtHyS.

TAB. 3.3 – RMSE ($W.m^2$) pour le site de mil avec le modèle SEtHyS et le modèle SEtHyS_Savannah en mode 1 ou 2 couches de végétation

	SEtHyS	SEtHyS_Sav (2couches)	SEtHyS_Sav (1 couche)
LE	44.3	31.6	32.6
H	50.2	36.0	39.8
G	59.9	46.5	43.5
Rn	14.0	24.8	26.1

TAB. 3.4 – RMSE ($W.m^2$) pour le site de jachère avec le modèle SEtHyS et le modèle SEtHyS_Savannah en mode 1 ou 2 couches de végétation

	SEtHyS	SEtHyS_Sav (2couches)	SEtHyS_Sav (1 couche)
LE	65.5	53.9	55.5
H	87.7	78.9	78.1
G	49.1	35.3	44.3
Rn	17.5	36.8	19.4

Les tableaux 3.3 et 3.4 montrent les résultats, pour la période de validation [370-730], des comparaisons entre observations et simulations effectuées sur les sites de mil et de jachère respectivement en utilisant le modèle SEtHyS_Savannah en mode "une couche" et "deux couches" de végétation.

Pour la simulation des flux turbulents, le fait d'ajouter une couche de végétation n'a pas d'impact sur les résultats de la comparaison avec les mesures. A l'inverse, pour le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net, on observe d'importantes différences sur le site de jachère. L'erreur sur le rayonnement net dans le modèle à deux couches de végétation est plus importante de presque 15 $W.m^2$ par rapport au modèle en mode "1 couche". Par contre on observe l'effet inverse sur le flux de chaleur dans le sol.

En conclusion, si l'on compare les simulations du modèle SEtHyS avec celle du modèle SEtHyS_Savannah en mode "1 couche", on observe une réelle amélioration dans la simulation des flux turbulents. Ceci vient de l'introduction de la représentation du mulch de surface. Par contre le fait de faire tourner le modèle en mode "2 couches" n'engendre pas d'amélioration dans la simulation des termes du bilan d'énergie par rapport aux sorties du modèle en mode "1 couche".

Cependant, il faut noter, que l'intérêt de l'ajout d'une couche de végétation est de pouvoir prendre en compte deux végétations dont les comportements photosynthétiques peuvent être très différents. Il faudra donc confronter les simulations de flux de CO_2 aux observations dès qu'elles seront disponibles afin d'évaluer si il y a un intérêt réel à simuler un couvert mixte.

3.6.3 Une validation "partielle"

Les mesures de LAI utilisées ne prennent pas en compte l'ensemble du couvert végétal, nous avons donc ajouté un cycle de végétation pour pallier à ce manque. Cet ajout a été fait en accord avec la littérature. Cependant la variabilité (spatio-temporelle) interannuelle des pluies ne nous autorise pas à avoir une confiance absolue par rapport à la représentation de la végétation. En effet, même si nous avons adapté le début et la fin de la végétation que nous avons ajouté (en plus des mesures *in situ*), il est à craindre que l'amplitude du développement de la végétation ne soit pas la même d'une année à l'autre.

Le *LAI* est une variable de forçage très importante en zone sahélienne même si les valeurs sont faibles à l'échelle d'une parcelle.

En conclusion, plusieurs points ne nous permettent pas d'affirmer que la validation du modèle est totale. En effet, nous avons vu que des incertitudes sur les observations, sur le forçage (en particulier de la végétation) et sur la méthode d'étalonnage ont rendu difficile l'interprétation des résultats. L'étalonnage du modèle n'a pas été une priorité dans ce travail et nous avons choisi de faire confiance à une méthode qui a déjà donné des résultats satisfaisants dans d'autres contextes d'applications. L'étalonnage du modèle est donc à affiner dès que les mesures d'humidité du sol seront disponibles (et après correction du flux de chaleur dans le sol). Une étude plus précise du choix des variables pour l'étalonnage doit également être menée pour éventuellement attribuer plus de poids aux termes radiatifs.

Quoi qu'il en soit, le modèle SETHyS-Savannah a montré des résultats encourageants pour la simulation de l'évapotranspiration en particulier. La représentation du mulch de surface semble être un élément important à prendre en compte en région sahélienne. En effet l'évaporation est liée à l'historique des pluies. La résistance de sol telle que nous l'avons paramétrée (directement proportionnelle à l'épaisseur du mulch) permet de prendre en compte indirectement le temps qui s'est écoulé depuis la dernière pluie.

Deuxième partie

Spatialisation du modèle

Stratégie d'utilisation des données

Un deuxième objectif du travail est de mener une étude régionale afin de mieux estimer les flux de surface et comprendre leurs variabilités spatio-temporelles en relation avec les états de surface. Les flux de surface, et en particulier le flux d'évapotranspiration, sont des données d'entrée importantes dans les modèles de circulation atmosphérique car ils constituent les conditions aux limites à l'interface entre la surface continentale ou océanique et l'atmosphère.

Un travail de spatialisation a donc été effectué à l'échelle du super-site AMMA/Niger (1760 km^2) à l'échelle annuelle. Compte tenu de l'hétérogénéité de la surface et de la forte variabilité climatique (des pluies en particulier) déjà évoquées, le choix s'est porté sur une approche agrégative de la modélisation. Ce travail nécessite des données à haute résolution pour forcer le modèle puis le valider.

La télédétection spatiale fournie depuis plusieurs décennies des informations essentielles pour le suivi des états de surface. La grande variété de capteurs, opérant dans des domaines fréquentiels variés allant du domaine solaire aux micro-ondes, permet le suivi de nombreux paramètres géophysiques (température de surface, humidité du sol, caractéristique de la végétation, etc...). De plus, les résolutions spatiales et temporelles de plus en plus fines permettent leur suivi dans le temps et dans l'espace de plus en plus précis.

Ainsi, c'est un outil très adapté au cas de l'étude. En effet, pour étendre le domaine de validité du modèle spatialement, la télédétection fournit plusieurs données nécessaires. Elle fournit également un moyen de validation à plus grande échelle.

Ainsi nous avons utilisé des données dans le domaine visible (SPOT/HRV) pour forcer le modèle, mais également des données dans les domaines infrarouge et micro-onde pour tenter de valider deux variables de sortie du modèle que sont la température de surface et l'humidité de surface.

Le chapitre 4 décrit les différentes méthodes utilisées pour inverser les mesures des capteurs en paramètres géophysiques utiles pour la mise en place de la modélisation et sa validation. Le chapitre 5 présente la mise en place de la modélisation, les résultats obtenus, des éléments de validation et des tests de sensibilité.

Cette partie constitue la véritable originalité de ce travail thèse en ce sens qu'il propose une approche à une échelle peu étudiée par l'utilisation de plusieurs types de données de télédétection.

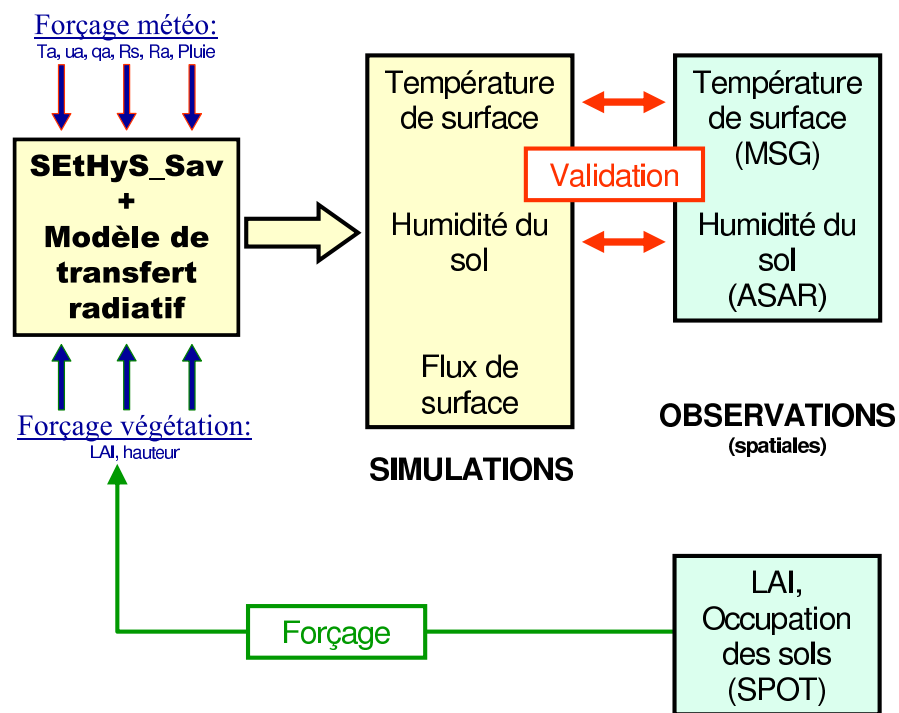


FIG. 3.14 – Diagramme représentant schématiquement la stratégie d'utilisation des données de télédétection pour forcer et valider le modèle

Chapitre 4

Apport de la télédétection spatiale

Une simulation à l'échelle régionale nécessite d'avoir une description fine des états de surface : dans un premier temps pour forcer le modèle, dans un deuxième temps pour valider ses sorties. L'occupation du sol est donc d'importance majeure car elle permet de définir des modes de fonctionnement du modèle via le choix des paramètres. La première étape a donc été de définir une carte d'occupation du sol grâce aux données du capteur SPOT/HRV.

La végétation doit également être décrite de manière précise car elle constitue une variable de forçage. Nous verrons, dans ce chapitre, comment le LAI, paramètre clef de la description de la végétation, a pu être inversé à partir des données SPOT/HRV.

Enfin, pour valider le modèle, nous avons utilisé les données de température de surface estimées à partir des données du capteur SEVIRI/MSG (dont l'avantage est d'avoir une résolution temporelle élevée) et à partir du capteur MODIS. Nous avons également développé une méthode d'inversion de l'humidité de surface à partir des données du capteur radar actif ASAR/ENVISAT afin de valider une des variables du bilan hydrique du modèle. Cette méthode est décrite ici.

Ainsi pour cette étude, une base de données a été constituée à partir de la base de données AMMA-SAT (<http://ammasat.ipsl.polytechnique.fr/>). Cette base de données est présentée dans le paragraphe 4.1, elle regroupe des données des capteurs SPOT/HRV et ASAR/ENVISAT ainsi que des produits dérivés des capteurs SEVIRI/MSG et MODIS.

4.1 Les données disponibles

4.1.1 Les données SPOT

Les données SPOT ont été utilisées d'une part pour créer une carte d'occupation des sols (cf 4.2), qui sert de base à la modélisation et d'autre part pour estimer le LAI , variable de forçage du modèle.

On bénéficie en 2005 d'une série d'images SPOT 4 exceptionnelle sur la région étudiée : sept images, pratiquement sans nuages, ont été acquises entre le 6 juin et le 25 octobre. Cette série permet

un suivi temporel des états de surface.

Le tableau suivant liste l'ensemble des données SPOT disponible en 2005 et 2006 sur le super-site AMMA de Niamey.

Les instruments HRV1 et HRV2 du satellite SPOT 4 sont des radiomètres. Ils enregistrent, dans le domaine solaire, l'ensemble du rayonnement réfléchi et diffusé par le système Terre-atmosphère dans quatre longueurs d'onde du spectre visible et infrarouge. À chaque pixel est associée une valeur numérique de 0 à 255 (codage sur 8 bits) correspondant à une quantité d'énergie intégré par le capteur pour une bande spectrale donnée. Pour caractériser la surface de la Terre, il est indispensable d'en dériver une grandeur physique indépendante à la fois du capteur et de l'éclairement solaire reçu lors de l'acquisition. La procédure compte quatre étapes, dont les trois premières ont été effectuées par le centre de service POSTEL (<http://postel.mediasfrance.org/>).

1. *L'étalonnage* : Une fois étalonnée, la grandeur physique obtenue est la réflectance au sommet de l'atmosphère : fraction du rayonnement solaire incident réfléchi par la surface visée. En pratique, cet étalonnage consiste à transformer le CN en luminance L en fonction des caractéristiques physiques du capteur. Ensuite, le passage de la luminance à la réflectance se fait en tenant compte de l'éclairement solaire équivalent et de l'angle zénithal solaire. On obtient alors des réflectances au sommet de l'atmosphère (R^{TOA}).
2. *Les corrections atmosphériques* : Suite à la première étape, la réflectance obtenue est convertie en réflectance de la surface grâce à l'algorithme SMAC (Simplified Method for Atmospheric Correction ; Rahman et Dedieu, 1994). Dans le spectre visible, le rayonnement solaire réfléchi par la surface est principalement absorbé durant son trajet jusqu'au satellite par l'ozone et la vapeur d'eau. De plus, celui-ci est aussi diffusé par les gaz (ozone) et les aérosols. Cette étape permet d'obtenir la réflectance au sommet de la canopée, ou réflectance de surface (R^{TOC}) qui est indépendante des conditions atmosphériques. La correction des effets atmosphériques nécessite donc de connaître la teneur en vapeur d'eau et la concentration des gaz et aérosols au moment de l'acquisition. Ces informations sont fournies par le site de mesures AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) installé à Banizoumbou, les mesures du capteur OMI (Ozone Monitoring Instrument), et la station synoptique de Niamey disponibles dans la base de données AMMA.
3. *Orthorectification* : l'objectif de cette étape est de rendre toutes les images acquises superposables avec la meilleure précision possible. La procédure nécessite un modèle numérique de terrain, d'une image de référence et de points d'amer (GPS) dont les coordonnées géographiques ont été mesurées sur le terrain.
4. *Masque des nuages* : Les nuages sont éliminés par une procédure basée sur la détection conjointe des nuages et des ombres associées (Le Hégarat-Masclé et André, 2007).

La dernière étape a été effectuée au CETP par C. André. Les données SPOT ainsi traitées sur la saison des pluies 2005 sont listées dans le tableau 4.1. On a reporté ici que les données jugées

TAB. 4.1 – Données SPOT disponible en 2005

Date d'acquisition	Satellite/Capteur
6 juin	SPOT4/HRV1
13 juillet	SPOT4/HRV1
3 août	SPOT4/HRV2
12 septembre	SPOT4/HRV2
28 septembre	SPOT4/HRV1
14 octobre	SPOT4/HRV1
25 octobre	SPOT4/HRV1

utilisables, c'est à dire dont la couverture nuageuse est faible.

4.1.2 Les données ASAR/ENVISAT

ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) est un radar à synthèse d'ouverture en bande C (5.3 GHz) capable d'opérer dans une large variété de modes. C'est un capteur actif embarqué à bord du satellite ENVISAT (ENVironment SATellite).

L'instrument ASAR est doté d'une antenne qui émet une onde électromagnétique vers la surface. Une onde électromagnétique est composée d'un champ magnétique et d'un champ électrique perpendiculaires. Les équations de Maxwell décrivent le déplacement d'une onde électromagnétique dans un milieu dont les caractéristiques (constante diélectrique, perméabilité et conductivité) sont connues (Elachi, 1987). Cette onde est caractérisée par sa fréquence et son état de polarisation. La polarisation correspond à la direction du champ électrique. Dans le cas de l'onde émise par l'antenne de ASAR, l'onde est en polarisation rectiligne ce qui signifie que le champ électrique évolue dans un plan. On distingue en particulier la polarisation horizontale et la polarisation verticale. La combinaison émission/reception de ces états de polarisation permet d'obtenir jusqu'à quatre signaux, deux en co-polarisation (HH et VV), et deux en polarisation croisée (VH et HV). Par convention la première lettre désigne la polarisation d'émission et la deuxième lettre désigne la polarisation de réception.

L'onde émise par l'antenne est transmise à travers l'atmosphère et interagit avec la surface (diffusion). Une partie du signal émis est alors renvoyée dans la direction de l'antenne. En télédétection radar, la mesure la plus couramment utilisée porte sur le coefficient de rétro-diffusion, proportionnel au rapport entre la puissance reçue et la puissance émise au niveau de l'antenne. D'autres paramètres sont également mesurés comme le gain de l'antenne ou les pertes par propagation. L'équation radar permet d'établir l'expression du coefficient de rétro-diffusion σ^0 en fonction de ces grandeurs (Ulaby et al., 1986) :

$$\sigma^0 = \frac{(4\pi)^3 r_0^4}{\lambda_0^2} \frac{L_e L_r}{G_e G_r} \frac{\langle P_r \rangle}{P_e} \frac{1}{S_{eff}} \quad (4.1)$$

où r_0 est la distance cible-antenne, λ_0 la longueur d'onde, G_e , G_r les gains de l'antenne à

TAB. 4.2 – Données ASAR disponible en 2005

Date d'acquisition	Angle d'incidence	Orbite
5 juillet	IS1	Ascendante
7 juillet	IS2	Descendante
21 juillet	IS1	Ascendante
26 juillet	IS1	Descendante
9 août	IS2	Ascendante
11 août	IS2	Descendante
30 août	IS1	Descendante
15 septembre	IS2	Descendante

l'émission et à la réception, L_e , L_r les facteurs de perte d'émission et de réception, P_e , P_r les puissances émise et reçue (la puissance reçue étant moyennée sur toutes les contributions de la zone éclairée) et S_{eff} est la surface effective vue par le radar.

Les mécanismes de diffusion sont gouvernés à la fois par les propriétés de l'onde radar (fréquence polarisation et incidence) et par les propriétés géométriques et diélectrique de la surface visée. Ainsi tous les facteurs influençant ces propriétés ont un impact sur le signal rétro-diffusé. L'angle d'incidence a donc une importance majeure car il modifie la géométrie apparente des objets visés. De même la rugosité du sol, si elle est importante, favorise la diffusion du signal. Enfin l'humidité du sol et de la végétation modifient la permittivité diélectrique. Plus le sol et la végétation sont humides, plus leur permittivité est élevée et donc plus le signal rétro-diffusé vers le capteur est important.

Le capteur ASAR est capable de balayer une large gamme d'angles d'incidences (de 16 à 45°), et possède plusieurs modes de fonctionnement (Desnos et al., 1999). Nous n'utiliserons, dans cette étude, que les données acquises en mode image à haute résolution (12.5x12.5 m) aux faibles angles d'incidences en polarisation HH et VV qui sont les plus sensibles à l'humidité du sol. Le tableau 4.2 liste les données utilisées en 2005.

4.1.3 Les données MODIS/TERRA et AQUA

L'Earth Observing System (EOS) data gateway distribue de nombreux produits dérivés des mesures du capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) installé à bord des satellites Aqua et Terra. Ce paragraphe décrit succinctement les caractéristiques du capteur et des satellites, ainsi que des produits utilisés.

Les satellites Aqua et Terra ont des orbites héliosynchrones, c'est à dire qu'ils passent au dessus d'un point toujours à la même heure locale. Le satellite Terra a une orbite programmée de telle manière qu'il passe au dessus de l'équateur dans la direction Nord-Sud le matin (10h) et dans la direction Sud-Nord le soir (22h), alors que le satellite Aqua passe au dessus de l'équateur dans la direction Sud-Nord

TAB. 4.3 – Données MODIS utilisée en 2005

Produits	Date	Résolution spatiale/temporelle
MOD11A1.004 et MYD11A1.004	1/3/2005 - 31/12/2006	1km / 4 images par jour
MOD15A2.004 et MYD15A2.004	1/3/2005 - 31/12/2006	1km / 1 image tous les 8 jours
MCD43A3.005	1/3/2005 - 31/12/2006	500m / 1 image tous les 15 jours

l'après midi (13h) et dans la direction Nord-Sud la nuit (1h).

MODIS est un radiomètre, il enregistre, le rayonnement émis et réfléchi par la Terre dans différentes longueurs d'onde. L'instrument MODIS acquiert des données dans 36 bandes spectrales de $0.4\mu\text{m}$ (violet) à $14.4\mu\text{m}$ (infrarouge), à une résolution allant de 250m à 1km. Le champ de vue est de $\pm 55^\circ$, ce qui correspond à une trace au sol de 2330km. La surface de la Terre est entièrement couverte tous les 2 jours.

Trois produits en particulier ont été utilisés dans ce travail : la température de surface (*LST*), le *LAI* et l'albedo intégré spectralement sur les courtes longueurs d'onde. Ces produits sont disponibles sur internet : <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>.

- *LST* MOD11A1.004 et MYD11A1.004 : deux images le matin (vers 10h UTC et vers 1h UTC, respectivement pour MODIS/Aqua et MODIS/Terra) et deux images l'après midi (vers 22h UTC et vers 13h UTC, respectivement pour MODIS/Aqua et MODIS/Terra) chaque jour.
- *LAI* MOD15A2.004 et MYD15A2.004 : une image tous les huit jours.
- Albedo MCD43A3.005 : une image tous les 15 jours à la résolution de 500m.

L'EOS délivre pour les deux premiers produits des "tuiles" de $10^\circ \times 10^\circ$ projetées sur une grille sinusoïdale à 1km de résolution au format HDF-EOS. Ces produits sont livrés avec les indices de qualité associés. Seules les données présentant le meilleur indice de qualité ont été sélectionnées (pas de nuage, pas de problème de correction atmosphérique ni de problème d'acquisition).

4.1.4 Les données SEVIRI/MSG

Le satellite Météosat Seconde Génération est un satellite géostationnaire avec à son bord le capteur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) destiné à des applications opérationnelles météorologiques (détection des nuages, estimation de la pluie, ...). SEVIRI transmet une scène enregistrée dans 12 canaux du visible, de l'infrarouge moyen et de l'infrarouge thermique toutes les 15 minutes, avec une résolution spatiale de 3km au nadir. Dans l'infrarouge thermique, le radiomètre enregistre, dans l'infrarouge thermique, une énergie correspondant au rayonnement émis par la Terre et par l'atmosphère. Un étalonnage permet de convertir la quantité enregistrée (compte numérique) en luminance reliée directement à la température de brillance. La température de brillance (ou température radiométrique) d'une surface correspond à la température d'un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée.

La forte résolution temporelle de ce capteur (15 minutes) permet le suivi précis de certains phénomènes, en particulier la température de surface peut être estimée à partir des données acquises dans deux canaux de l'infrarouge thermique (10.8 et 12 μm). En effet la température de surface est une variable de sortie du modèle SEtHyS Savannah. Le capteur SEVIRI/MSG nous offre donc une possibilité de valider le modèle à une échelle spatiale étendue et avec une résolution temporelle voisine de la résolution du modèle (5 minutes).

Les produits utilisés sont les températures de surface fournies par le Land SAF (Satellite Application Facility on Land Surface Analysis <http://landsaf.meteo.pt/>). La méthode de calcul de la température de surface est, comme pour le capteur MODIS, basée sur un algorithme de Split-Window (cf 4.5.1). Ces produits sont délivrés sur une grille régulière de 0.05°x0.05° tous les quarts-d'heures. Ces données ont été ré-échantillonnées sur une grille de 3x3km pour les besoins de la comparaison avec les sorties du modèle (1x1 km).

Ces données sont disponibles à partir du 13 juillet 2005.

4.2 Carte d'occupation des sols

Nous avons choisi une modélisation de type agrégative, c'est à dire une description sous-maille de la végétation et une intégration des flux sur l'ensemble de la maille (cf introduction de la partie 2), il est donc important d'avoir une information haute résolution sur chaque maille afin de définir différents modes de fonctionnement du modèle. Une classification de l'occupation des sols est donc utile dans ce contexte là, mais également pour la méthode d'inversion de l'humidité des sols à partir des données ASAR/ENVISAT (cf paragraphe 4.3).

4.2.1 Les méthodes de classification

Les méthodes de classification sont multiples, elles font appel à une connaissance *a priori* plus ou moins détaillée de la surface. Certaines méthodes sont basées sur des combinaisons de réflectances dans plusieurs bandes spectrales, d'autres méthodes s'appuient sur des modèles statistiques.

Compte tenu de l'hétérogénéité de la surface, et après analyse de plusieurs méthodes, nous avons choisi la méthodologie ci-dessous décrite pour l'identification de l'occupation des sols. Nous avons dans un premier temps différencié les plateaux du reste de l'image. Comme nous l'exposons ci-après l'occupation des sols sur les plateaux est caractérisée par de forts contrastes en terme de densité de végétation ce qui permet l'utilisation d'une méthode simple de classification. A l'inverse, les vallées sont occupées par une végétation moins contrastée, la différenciation des classes a donc nécessité la mise au point d'une méthode plus sophistiquée.

Dans notre cas, quatre étapes ont été nécessaires pour cartographier l'occupation des sols sur l'ensemble du domaine :

1. Détection des plateaux

2. Classification de l'occupation des sols sur les plateaux
3. Détection des mares
4. Classification de l'occupation des sols des vallées

Ces méthodes sont présentées ici. Elles sont toutes non supervisées car nous n'avons pas de connaissance *a priori* suffisante (c'est à dire de relevés de terrain sur l'ensemble du site).

La détection des plateaux

La topographie du site étudié est très homogène : de larges vallées ayant une pente très faible parsemées de plateaux dont la hauteur moyenne au dessus des fonds de vallées est de 50m. Grâce à un modèle numérique de terrain il est donc facile de produire une carte des plateaux par simple seuillage de l'altitude.

La classification des plateaux

Les plateaux sont occupés par de la brousse tigrée. C'est un écosystème au fonctionnement complexe, mais à l'architecture simple et contrastée (Valentin et d'Herbès, 1999). La végétation est organisée en bandes de densité différente, on distingue en alternance des bandes de sol nu, des bandes de végétation herbeuse et des bandes de végétation plus dense où se mélangent herbes et petits arbres. La différence de densité de végétation sur ces trois types d'occupation des sols peut être caractérisée par le *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index : Rouse et al., 1973), dont l'expression est la suivante :

$$NDVI = \frac{R_{PIR} - R_{rouge}}{R_{PIR} + R_{rouge}} \quad (4.2)$$

où R_{PIR} et R_{rouge} sont les réflectances dans le proche infrarouge et dans le rouge.

Les bandes de végétation sont facilement discernables par un seuillage sur cet indice. On identifie ainsi trois classes sur les plateaux : une classe de sol nu, une classe de végétation dense et une classe de végétation claire.

La détection des mares

La détection des mares à partir d'images provenant de SPOT 4 et 5 est facilitée par la présence de la bande dans le moyen infrarouge. Cette bande est en effet très sensible au contenu en eau de la surface. La méthode proposée par Gond et al. (2000) est une méthode largement utilisée. Celle-ci se base sur l'utilisation du *NDWI* (Normalized Difference Water Index). Cet indice est construit de la manière suivante :

$$NDWI = \frac{R_{PIR} - R_{MIR}}{R_{PIR} + R_{MIR}} \quad (4.3)$$

où R_{PIR} et R_{MIR} sont les réflectances dans le proche infrarouge et dans le moyen infrarouge.

Le *NDWI* étant sensible à l'eau libre et à l'eau contenue dans le couvert végétal, l'algorithme de détection des mares fonctionne par simple seuillage sur l'indice formé par $NDWI - NDVI$. Parallèlement, un second seuillage est effectué sur la bande du proche infrarouge. Seules les zones satisfaisants les deux critères seront retenues comme mares. La procédure suit les recommandations de Gond et al. (2000).

La classification des mares est faite pour une unique image en fin de saison des pluies, supposant que la superficie des mares est maximale à cette date. Ainsi on obtient une carte du nombre de mares maximal. Ces zones seront traitées de façon spécifique dans le modèle.

Le traitement des versants et des fonds de vallée

Les vallées de la région sont caractérisées par une très grande hétérogénéité du paysage. Les cultures et jachères sont organisées en petites entités sans réelle organisation. Une méthode de classification statistique plus adaptée a été développée au CETP par C. André.

De manière générale, une méthode statistique de classification sous entend trois étapes. Il faut tout d'abord définir un modèle formalisant - sous certaines hypothèses - les liens entre observations (pixels de l'image) et classes. Une fois le modèle défini, il faut ensuite déterminer un estimateur qui, en fonction des observations, permet de fixer les paramètres statistiques du modèle. Enfin, il reste encore à spécifier un algorithme permettant d'évaluer la classification la plus probable.

Le modèle statistique est un modèle de type Markovien, et la classification à proprement dite est faite par une méthode de recuit simulé. Le modèle sépare ainsi 12 classes. La méthode nécessite ensuite une interprétation manuelle afin de regrouper les classes. Cette interprétation est basée sur des relevés effectués sur le terrain. Plusieurs campagnes ont été réalisées afin d'identifier, sur le terrain, l'occupation de certaines parcelles (mil, jachère, ...). Les douze classes sont ensuite regroupées en 4 classes. L'intérêt de différencier un grand nombre de classes au départ est qu'il est possible d'obtenir *in fine* une classification plus fine, en revanche cela complique l'interprétation. En effet l'hétérogénéité de la végétation et du sol rend parfois difficile l'attribution d'une classe à un pixel, en particulier en cas de faible couverture végétale. Par exemple on distingue mal un pixel de culture où les plants de mil sont très espacés, d'un pixel de jeune jachère. Les photographies acquises par le drone Pixy (IRD) autour de Wankama, ont permis d'affiner le regroupement des classes, et les mesures de terrain effectuées dans la même région permettent de valider notre classification.

4.2.2 Les différentes classes

Les trois méthodes présentées ci dessus fournissent une classification à 8 classes :

- Plateaux : sol nu
- Plateaux : végétation claire (bande herbeuse de la brousse tigrée)
- Plateaux : végétation dense (bande arborée de la brousse tigrée)
- Vallée : Pente dégradée/Sol quasi nu

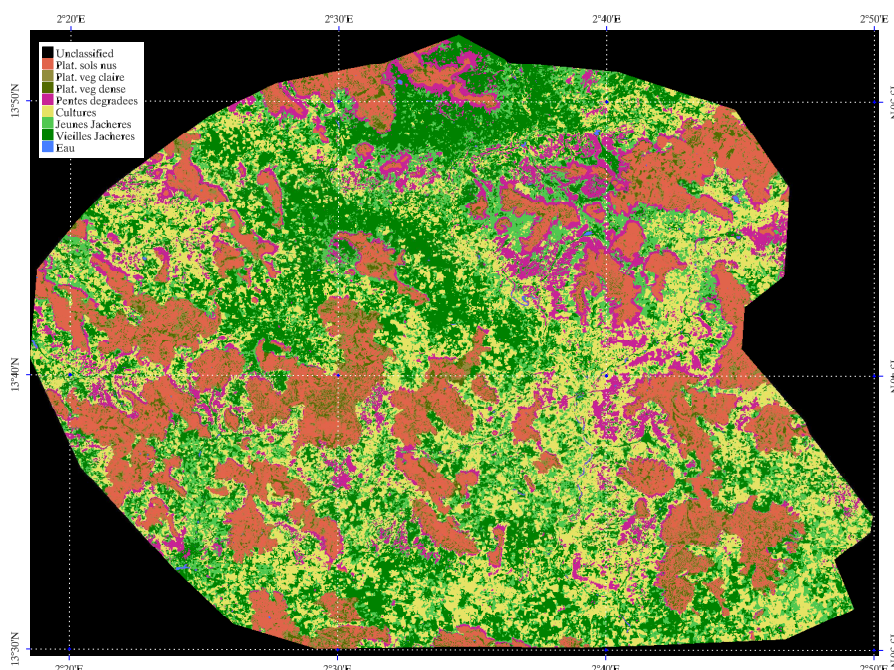


FIG. 4.1 – Classification de l'occupation du sol

- Vallée : Culture
- Vallée : Jeune jachère
- Vallée : Jachère ancienne
- Mares

La figure 4.2 illustre les différentes classes de végétation. On notera en particulier le caractère épars des cultures et de la jachère. La classification est présentée sur la figure 4.1, on remarque au nord du super-site une forte couverture de jachère ancienne qui est beaucoup plus rare dans le reste de la zone où les cultures sont plus répandues.

Sur l'ensemble du super-site, les plateaux occupent un peu plus de 25% de la surface. La répartition de la surface entre les différentes classes est : 17.61% de sol nu sur plateaux, 4.46 et 2.98% de végétation claire et dense sur les plateaux, 10.03% de sol nu et dégradé dans les vallées, 16.29 et 22.58% de jachère récente et ancienne, 22.92% de cultures et 0.12% d'eau libre. La figure 4.3 montre l'évolution du NDVI moyen pour chaque classe d'occupation du sol. On remarque des comportements très différents pour chacune des classes. Néanmoins, pour les classes de sol nu (sur plateau et dans les vallées) on observe des valeurs de *NDVI* relativement importantes et peu différentes des valeurs obtenues sur les classes de cultures et jeunes jachères. Cette constatation illustre la difficulté pour séparer ces écosystèmes en termes de densité de couverture végétale.

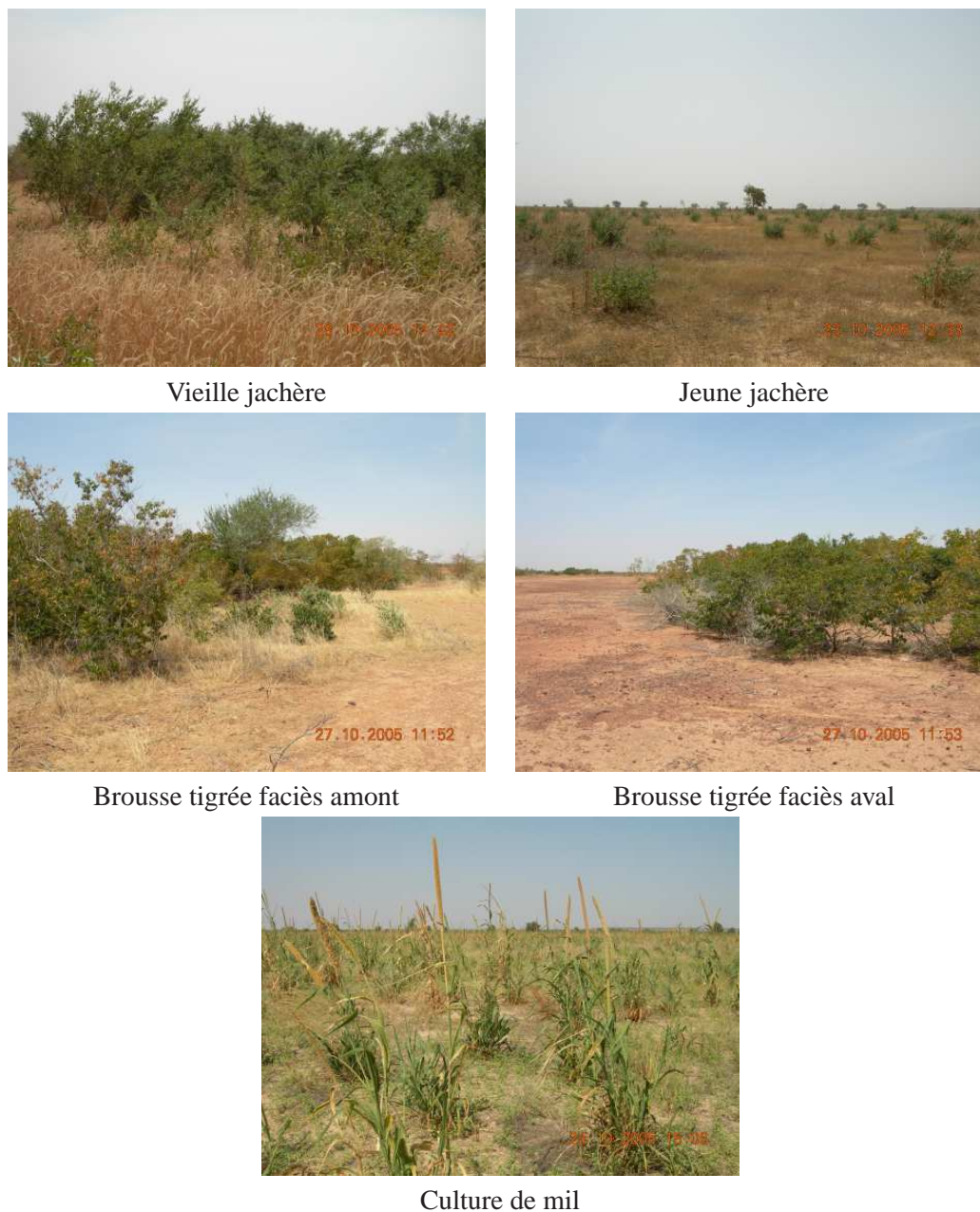


FIG. 4.2 – Illustrations des différentes classes de végétation (date : 27/10/2005)

4.2.3 Validation de la classification proposée

La classification proposée a pu être validée sur un petit site (Bassin versant de Wankama) pour lequel des relevés systématiques ont été effectués par N. Boulain. On a comparé pour chaque pixel la classe et l'occupation du sol relevée. Le tableau 4.4 montre la concordance des classes. Verticalement on a représenté les classes d'occupation relevées sur le terrain, et horizontalement la classe d'occupation de la classification proposée.

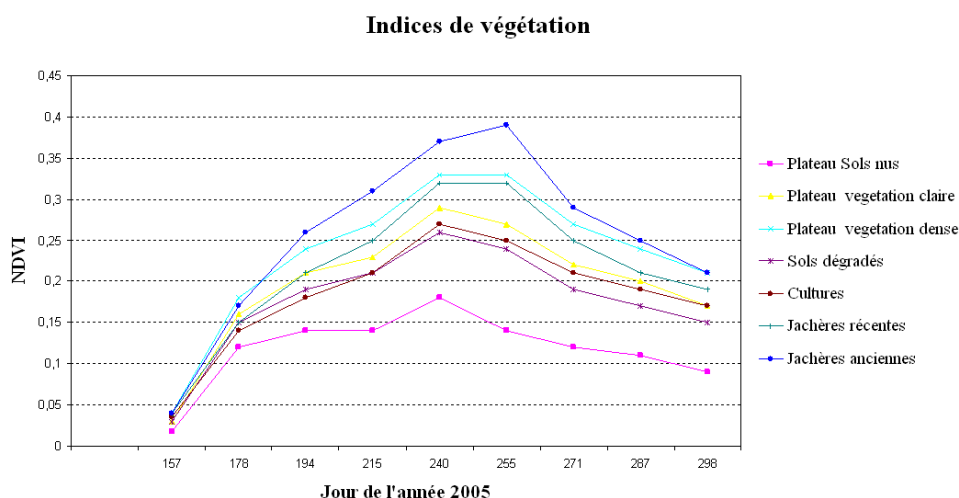


FIG. 4.3 – Évolution temporelle de l'indice de végétation NDVI moyen pour chaque classe d'occupation du sol en 2005

FIG. 4.4 – Table de concordance de l'occupation du sol donnée par la classification SPOT et les relevés de terrain de N. Boulain

Relevé terrain \ Classif SPOT	Sol nu ou dégradé	Culture veg claire	Jeune jachère	Vieille jachère	Total
Sol nu	44	35	2	-	81
Végétation dégradée	60	125	7	-	192
Mil	6	106	15	15	142
Champ abandonné	5	57	10	4	76
Jeune jachère	6	62	12	16	96
Vieille jachère	2	24	9	28	63
Total	123	409	55	63	650

On observe une bonne concordance entre les deux classifications, même si certains pixels ont une classe qu'ils ne représentent pas en réalité. En effet, certains types d'occupation des sols ont des signatures spectrales très voisines, il est donc par exemple difficile de séparer certaines cultures d'un couvert de végétation clairsemée. Un autre facteur peut expliquer les différences entre la classification et le relevé de terrain : compte tenu de l'hétérogénéité du paysage à fine échelle, les pixels SPOT sont mixtes. Il en découle que la réflectance associée à chaque pixel est une somme de contributions de réflectances de toutes les entités formant ce pixel.

On atteint ici les limites des méthodes de classification non supervisées, pour lesquelles il faut faire un compromis entre la complexité liée au nombre de classes et la précision souhaitée.

4.3 L'humidité des sols à partir de ASAR/ENVISAT

La présente section s'attache à décrire la méthode développée sous la direction de M. Zribi pour estimer à partir du signal radar, l'humidité de la surface. Cette méthode a fait l'objet d'une publication dans *International Journal of Remote Sensing* en 2007, jointe en annexe B.

4.3.1 Étude théorique

Théoriquement le signal radar est sensible à l'humidité de la couche de sol correspondant à la profondeur de pénétration de l'onde radar. Cette profondeur est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde (ici 5.6 cm) mais varie avec le contenu en eau (Ulaby et al., 1986).

Une étude théorique a, dans un premier temps, été menée, elle repose sur la simplification du modèle de coefficient de rétro-diffusion proposé par Ulaby et al. (1986). Le signal reçu par l'antenne radar pour chaque pixel résulte de la somme des contributions du sol nu et de la végétation. Le signal mesuré peut alors être écrit comme suit :

$$\sigma_{total}^0(\theta) = C\sigma_{couvert}^0 + (1 - C)\sigma_{sol}^0 \quad (4.4)$$

où C est la fraction de sol couverte par la végétation et $\sigma_{couvert}^0$ est le coefficient de rétro-diffusion radar donné par la somme incohérente de la contribution de la végétation σ_{veg}^0 et du sol couverte par la végétation σ_{sol}^0 et peut être exprimé par :

$$\sigma_{couvert}^0(\theta) = \sigma_{veg}^0 + \sigma_{sol-veg}^0 + \gamma^2(\theta)\sigma_{sol}^0 \quad (4.5)$$

où $\gamma^2(\theta) = \exp[-2\tau/\cos(\theta)]$ est la transmittivité de la canopée montante et descendante, τ est l'épaisseur optique, et $\sigma_{sol-veg}^0$ représente la contribution due à la diffusion multiple entre le sol et la végétation. Dans notre étude, on néglige ce dernier terme, ce qui conduit à :

$$\sigma_{couvert}^0(\theta) = \sigma_{veg}^0 + \gamma^2(\theta)\sigma_{sol}^0 \quad (4.6)$$

A partir du modèle semi-empirique de Ulaby et al. (1986) on a :

$$\sigma_{veg}^0(\theta) = 0.75w \cos(\theta) [1 - \gamma^2(\theta)] \quad (4.7)$$

où w est la réflectivité de la végétation à la longueur d'onde du radar.

Pour étudier l'effet des paramètres de surface sur le signal radar, nous avons simulé le coefficient de rétro-diffusion à l'aide du modèle décrit ci-dessus pour la végétation et le modèle IEM (Integral Equation Model, Fung et al. 1992, Wu et al. 2001) pour le sol nu.

La figure 4.5 présente le signal radar simulé total σ_{total}^0 et le signal radar simulé pour le sol nu

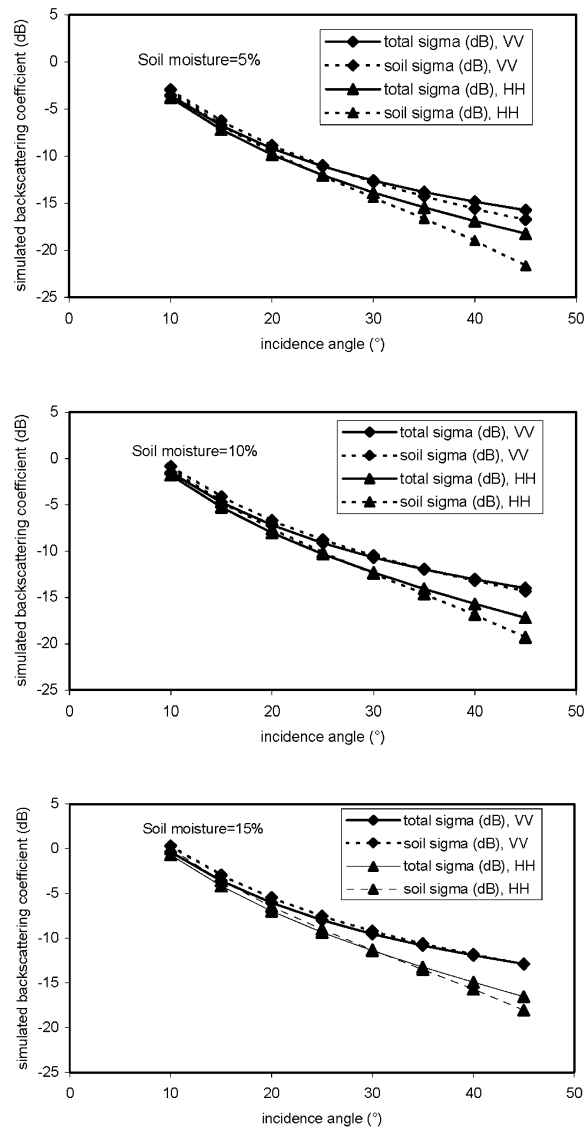


FIG. 4.5 – Simulation du coefficient de rétro-diffusion sur une surface couverte de végétation

σ_{sol}^0 en considérant trois valeurs d'humidité du sol : 5%, 10% et 15%. On remarque que le signal radar total est pratiquement égal au signal du sol nu pour les faibles angles d'incidence. Ces simulations illustrent la dominance du signal rétrodiffusé par le sol nu par rapport au signal dû à la végétation qui reste négligeable aux faibles angles d'incidence. Cette constatation a déjà été faite par Magagi and Kerr (1997) et Zine et al. (2005) lors d'études relatives à la même région d'étude. Ainsi, l'analyse de l'humidité du sol est plus intéressante pour les faibles angles d'incidence, avec une contribution faible de la végétation et un effet prépondérant du sol.

Le site étudié est caractérisé généralement par des surfaces très lisses. On peut considérer en

première approximation, pour des surfaces lisses à faibles incidences, que le signal du sol nu peut être divisé en un terme dû à la rugosité $f(R)$ et un terme dû à l'humidité du sol $g(M_v)$ (Fung 1994, Ulaby et al. 1986). Sur une échelle logarithmique on a alors :

$$\sigma_{sol}^{dB}(\theta) = 10 \log(f(R)) + 10 \log(g(M_v)) \quad (4.8)$$

Comme l'ont montré différentes études (Ulaby et al., 1986 ; Cognard et al., 1995 ; Quesney et al., 2000 ; Le Hégarat-Masclé et al., 2002 ; Zribi et al. 2005), la relation précédente peut être simplifiée par :

$$\sigma_{sol}^{dB}(\theta) = \alpha M_v + \beta \quad (4.9)$$

où β est une fonction de la rugosité, M_v est l'humidité volumique du sol et α est la pente entre l'humidité du sol et le signal radar qui est une fonction de la texture du sol et de la couverture végétale.

Les surfaces de sol sont relativement lisses (en particulier sur les zones non cultivées), et on suppose qu'il y a peu de changement de l'aspect du sol au cours de l'année. L'humidité du sol est alors le principal facteur qui a une influence significative sur le signal radar. Le signal obtenu sur une image de référence en saison sèche (l'humidité du sol étant proche de 0) est retranché sur les images suivantes afin d'éliminer l'effet de la rugosité. Ainsi on écrit :

$$\sigma_{sol}^{dB} - \sigma_{sol/sec}^{dB} = \alpha(M_v - M_{v0}) \approx \alpha M_v \quad (4.10)$$

si l'on considère $M_{v0} \approx 0$

Cette méthode permet de réduire une part importante de l'effet de la rugosité. Cependant en cas de faibles variations de l'humidité, la différence est faible et l'effet de la rugosité n'est plus négligeable, il faut donc ajouter un coefficient c qui dépend de la rugosité :

$$\sigma_{sol}^{dB} - \sigma_{sol/sec}^{dB} \approx \alpha M_v + c \quad (4.11)$$

La méthodologie décrite précédemment suppose que l'on a seulement deux types d'occupation de la surface. En réalité, les mares et le relief contribuent eux aussi au signal mesuré par le radar, et l'expression du signal radar doit être :

$$\sigma_{total}^0(\theta) = C_1 \sigma_{couvert}^0 + C_2 \sigma_{sol}^0 + C_3 \sigma_{mare}^0 + (1 - C_1 - C_2 - C_3) \sigma_{relief}^0 \quad (4.12)$$

Pour garder une approche simple, nous avons éliminé les zones de mares, les zones où le relief est important et les zones où la végétation est dense en se basant sur les données SPOT/HRV et un modèle numérique de terrain. Ainsi nous construisons un masque où la méthodologie n'est pas appliquée. Ce masque est développé comme suit :

1. Localisation des zones de faible végétation : basée sur l'utilisation de l'indice de végétation NDVI (équation 4.2) appliqué à une image SPOT en milieu de saison des pluies (12/09/2005). On élimine toutes les zones où cet indice dépasse 0.25. Il s'agit en effet d'estimer l'humidité que sur les zones à faible densité de végétation durant toute la saison des pluies.
2. Localisation des mares : méthode déjà présentée au paragraphe 4.2.1
3. Localisation des fortes pentes : le modèle numérique de terrain est fourni par la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, <http://srtm.usgs.gov/>) avec une résolution de 100m. Nous l'avons sur-échantillonné à la résolution des images ASAR. Puis les pentes supérieures à 3% ont été éliminées (ce qui correspond à 13% de la surface de la zone d'étude).

Les pixels non masqués (par les différents masques présentés ci-dessus) sont donc candidats à l'estimation de l'humidité. Pour s'affranchir des problèmes liés à la mesure (bruit de speckle), des moyennes sur des fenêtres de 8x8 pixels (100x100m) ont été calculées. Ainsi on élimine tous les pixels isolés qui ne peuvent pas être représentatifs de l'humidité du sol. Sur la zone d'étude, 55.3% des pixels ont été masqués par l'ensemble des conditions décrites ci-dessus.

Afin d'avoir un plus grand nombre de dates de mesure ASAR, on a cherché à utiliser les données acquises aux angles d'incidences 18.27° (IS1) et 22.45° (IS2), considérées encore comme des faibles incidences. La mesure ASAR est sensible à l'angle d'incidence, on est donc amené à la normaliser par rapport à l'angle d'incidence central ce qui a été fait sur la base d'une simple relation empirique linéaire. Cependant pour pouvoir utiliser le même modèle pour les données IS1 et IS2, une correction doit être apportée pour ajuster les données IS2 à un angle d'incidence équivalent aux données IS1. Nous avons donc appliqué un biais pour corriger les données IS2. En faisant l'hypothèse que ce biais ne dépend que de la rugosité du sol (hypothèse vérifiée dans le cadre de plusieurs travaux antérieurs Cognard et al., 1995 ; Quesney et al., 2000 ; Le Hégarat-Masclé et al., 2002 ; Zribi et al. 2002), et supposant qu'il n'y a pas de variation de rugosité durant l'année, nous avons établi une constante de correction à partir de deux images (IS1 et IS2) en saison sèche : $\Delta\sigma = 2.2$ dB en polarisation HH et $\Delta\sigma = 1.9$ dB en polarisation VV.

L'humidité a ensuite été estimée sur des cellules de 100x100 pixels où au moins 20% de la surface n'est pas masquée. Ce choix est fait afin de lisser les différentes hétérogénéités locales en termes de végétation, texture et rugosité. La figure 4.6 montre la relation entre le signal radar ainsi calculé en polarisations HH et VV et l'humidité mesurée simultanément sur le terrain par la méthode gravimétrique à une profondeur de 5cm. On voit que pour les deux polarisations, le coefficient de rétro-diffusion est nettement corrélé à l'humidité du sol, avec un coefficient de corrélation de 0.7 environ. On remarque également une très bonne cohérence entre les données acquises avec un faible angle d'incidence (IS1) et les données acquises avec un angle d'incidence plus élevé (IS2). Cette constatation confirme la robustesse de la correction d'angle de visée, ce qui permet de doubler le nombre de dates de suivi de l'humidité du sol.

Les relations, entre coefficient de rétro-diffusion et humidité du sol ainsi établies peuvent donc

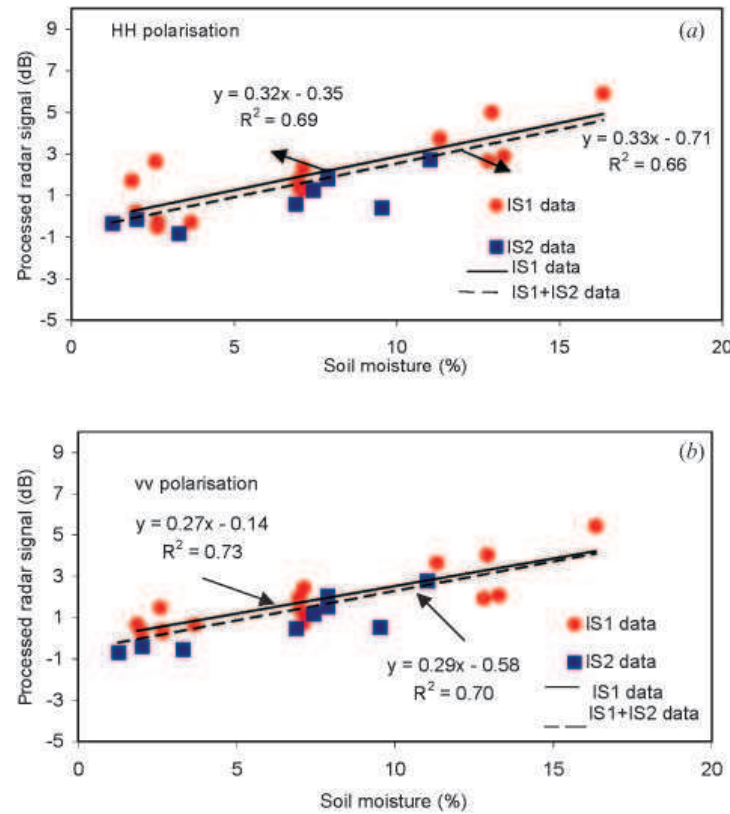


FIG. 4.6 – Relation entre le signal radar et les mesures d’humidité au sol sur les sites test en polarisation HH (en haut) et VV (en bas)

être appliquées aux données IS1 et IS2 dans les deux polarisations HH et VV. La validation de la méthode est présentée sur la figure 4.7. On obtient une erreur faible de 2.2% pour l’ensemble des mesures. Cette validation a été effectuée sur un ensemble de mesures, sur des zones tests différentes de celles utilisées pour établir la relation entre mesure radar et humidité.

4.3.2 Application aux images

Le méthode a été ensuite appliquée sur les images entières en prenant la moyenne des estimations pour les deux polarisations. Quatre cartes sont présentées sur la figure 4.8. Sur la carte du 6 juin, l’ensemble de la région est caractérisée par une très faible humidité. Il n’y a en effet pas eu de pluie durant les 24h précédant l’acquisition de l’image. Sur la carte du 14 septembre, on remarque une zone, au nord, où l’humidité est plus faible que sur le reste de la région. Les deux autres dates montrent une forte hétérogénéité de l’humidité de surface en accord avec les observations de pluie. Le 30 août, une pluie moyenne de 0.5mm est enregistrée dans le nord de la région alors que dans le sud, aucune pluie n’a été enregistrée durant les 24h qui ont précédé l’acquisition.

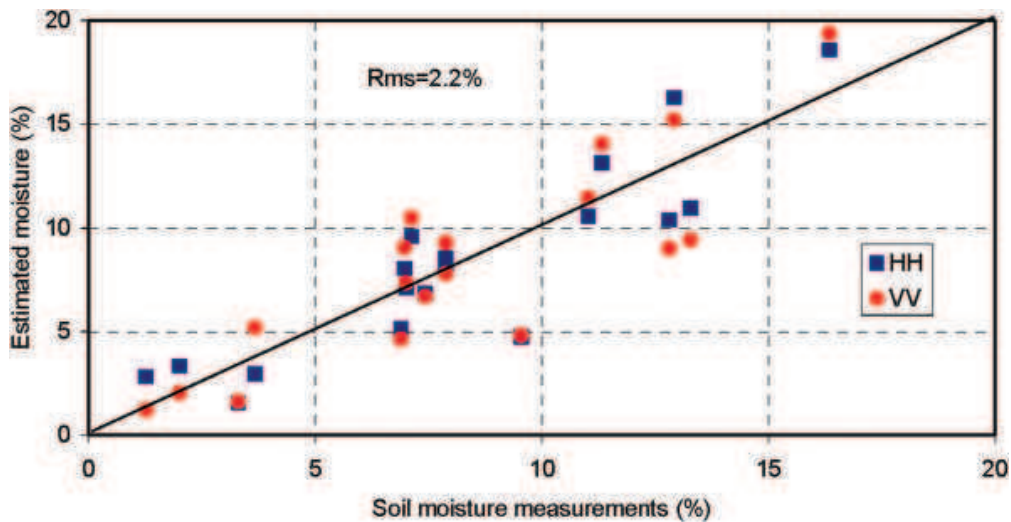


FIG. 4.7 – Comparaison des humidités mesurées et estimées pour les pixels qui n'ont pas été utilisés sur la figure 4.6

Cette forte hétérogénéité s'accorde avec le caractère très localisé des événements pluvieux convectifs au Sahel.

Les cartes ainsi établies permettent de suivre l'humidité de surface avec une résolution temporelle relativement grande (près de 10 images acquises sur le super-site durant la saison des pluies) et une bonne résolution spatiale (1x1 km). Ces humidités, dérivées des images ASAR/ENVISAT, sont par la suite comparées aux sorties du modèle SETHyS_Savannah.

4.4 *LAI* : inversion à partir d'images SPOT

La série d'images SPOT disponible sur le super site du Niger est très intéressante en terme de suivi des états de surface. Elle va nous permettre d'estimer le cycle saisonnier du *LAI*.

Les méthodes pour estimer le *LAI* à partir de mesures de télédétection dans le domaine visible et proche infrarouge sont nombreuses. Certaines sont basées sur le calcul d'indices de végétation (*IV*), tels que le *NDVI*, une relation empirique est ensuite établie entre l'indice choisi et le *LAI* à l'aide de mesures expérimentales. Chen et al. (2002) ont estimé ainsi le *LAI* à partir des réflectances mesurées par les capteurs AVHRR et VEGETATION, ils ont en particulier montré que la relation $IV = f(LAI)$ dépend du type de végétation. Ainsi l'application d'une telle méthode à l'échelle régionale nécessite d'établir plusieurs relations entre *IV* et *LAI*. Certains auteurs ont proposé de remplacer les mesures expérimentales par des données synthétiques issues d'un modèle de transfert radiatif afin de calibrer la relation $IV = f(LAI)$. En particulier la méthode de Knyazikhin et al. (1998a,b) est utilisée pour la production des produits *LAI* MODIS, ou encore la méthode proposée par Baret et al. (2007) pour

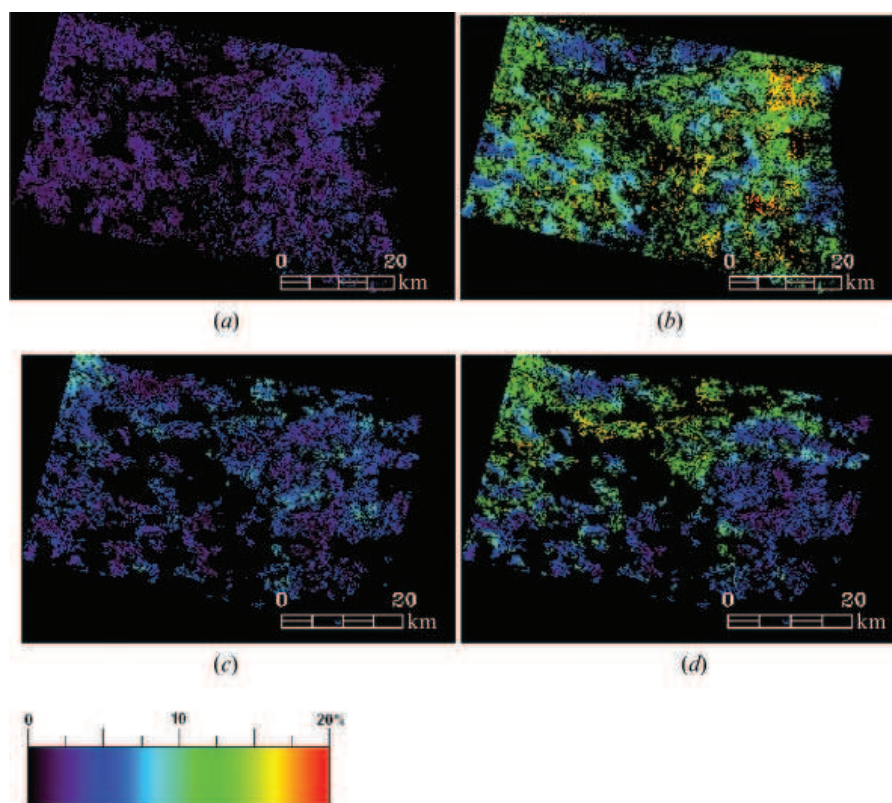


FIG. 4.8 – Cartes des estimations de l’humidité sur le Kori de Dantiandou : (a) 6 juillet ; (b) 14 septembre ; (c) 11 août ; (d) 30 août 2005

inverser le LAI à partir des mesures du capteur VEGETATION. C’est cette dernière méthode que nous avons choisi d’adapter et d’appliquer à notre cas d’étude. Cette méthode a déjà été validée en environnement semi-aride et donne des résultats satisfaisants (Weiss et al., 2007).

Le paragraphe suivant est consacré à la présentation de la méthode d’inversion du LAI , à partir des réflectances SPOT, développée par Baret et al. (2007). La méthode a été appliquée au cas de l’étude en collaboration avec F. Baret. Elle a permis d’obtenir une cartographie des LAI à 20m de résolution pour l’ensemble des sept images SPOT acquises durant la saison des pluies 2005. Plusieurs tests sur les paramètres d’entrée ont été nécessaires pour obtenir des cartes de LAI satisfaisantes.

Les données SPOT utilisées sont les réflectances au sommet de la canopée (R^{TOC}) dans les quatre bandes spectrales des instruments HRV1 et HRV2 des satellites SPOT 4 et 5.

4.4.1 Description de l’algorithme

Les pré-traitements décrits dans le paragraphe 4.1.1 permettent d’obtenir des réflectances au sommet de la canopée avec un bon indice de qualité (cf rapport de traitement médias). Elles sont utilisées

comme entrée de l'algorithme d'inversion des LAI.

L'algorithme est construit autour de l'inversion d'un modèle de transfert radiatif par une approche basée sur des réseaux de neurones.

Première étape : l'étalonnage de l'algorithme

L'étalonnage de l'algorithme consiste à générer une base d'apprentissage à partir de laquelle l'architecture et les coefficients synaptiques du réseau de neurones sont construits. La base d'apprentissage est un ensemble de simulation d'un modèle de transfert radiatif se basant sur une connaissance *a priori* du terrain. Cette base est générée grâce au modèle de transfert radiatif SAIL (Verhoef, 1984, 1985) incluant la correction de l'effet de "hot-spot" de Kuusk (1991) pour tenir compte des effets de variations angulaires du LAI effectif du couvert. Le modèle simule la réflectance au sommet de la canopée dans les quatre bandes spectrales des instruments HRV1 et HRV2, en supposant :

- une structure *a priori* de la végétation caractérisée par le LAI, l'angle des feuilles (qui suit une loi de distribution ellipsoïdale) et un paramètre de "hot-spot".
- la canopée comme un milieu turbide dans lequel les feuilles sont aléatoirement réparties.
- que chaque pixel est constitué d'une fraction f_{Cover} de végétation et d'une fraction $(1 - f_{Cover})$ de sol nu.
- les propriétés optiques des feuilles sont simulées grâce au modèle PROSPECT (Jacquemoud and Baret, 1990) sur la base des coefficients d'absorption de Fourty et Baret (1997).
- des spectres de sol nu extraits, dans les quatre bandes spectrales des instruments HRV1 et HRV2, sur 6 pixels clairement identifiés dans la classe de sol nu et ayant des propriétés optiques caractéristiques de l'ensemble des sols de la zone d'étude. Pour générer la base d'apprentissage, on utilise également la distribution du coefficient de brillance (coefficient qui permet de minimiser l'écart entre la réflectance, dans les quatre longueurs d'onde, de chaque pixel par rapport à la réflectance d'un pixel de sol nu de référence) sur l'image SPOT utilisée.

Les différents paramètres utilisés sont reportés dans le tableau 4.4. On y a également reporté les lois de variations de ces paramètres ainsi que le poids relatif accordé à chacun d'eux, ce poids détermine l'importance du paramètre dans le plan d'expérience. Un poids important implique qu'il faudra échantillonner le paramètre avec un pas très fin.

Pour chaque combinaison de paramètres, la réflectance au sommet de la canopée est calculée pour les quatre bandes spectrales des instruments HRV1 et HRV2, et intégrée grâce à la sensibilité spectrale de ces instruments. Au total, avec les paramètres spécifiés, 13122 simulations sont effectuées. Ainsi la base d'apprentissage est constituée d'un ensemble de simulations et paramètres d'entrée (LAI en particulier) correspondants.

TAB. 4.4 – Paramètres utilisés *a priori* pour la constitution de la base d’apprentissage.

	Variable	Min	Max	Moyenne	Ecart-type	Poids
Propriétés de la canopée	LAI	0.0	4.0	1.0	2.0	6
	ALA (°)	30	80	60	20	3
	hot	0.001	1.0	0.1	0.3	1
	fCover	0.0	1.0	0.5	0.3	1
Propriétés des feuilles	N	1.0	2.5	1.5	1.0	3
	Cab ($\mu g.m^{-2}$)	30	70	40	30	3
	Cdm ($g.m^{-2}$)	0.002	0.02	0.0075	0.0075	3
	Cwrel	0.65	0.85	0.75	0.05	3
	Cbp	0	1.5	0.5	0.2	3
Propriétés du sol	Bs	0.37	1.88	0.99	0.19	3

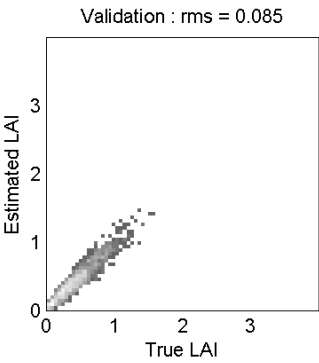


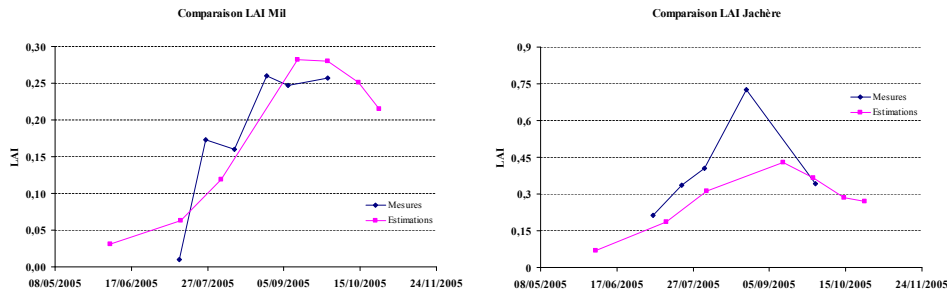
FIG. 4.9 – Validation théorique de la performance du réseau de neurones (image SPOT du 03/08/2005)

Deuxième étape : la construction du réseau de neurones

Grâce à la base d’apprentissage un réseau de neurones est entraîné. La base d’apprentissage est divisée en trois ensembles. La première moitié sert à entraîner le réseau de neurones, un quart sert à contrôler l’hyper-spécialisation durant la phase d’entraînement, et le dernier quart est utilisé pour une validation théorique.

En entrée du réseau on trouve : la réflectance au sommet de la canopée dans les quatre bandes spectrales et la valeur de l’angle solaire zénithal. Les sorties sont les variables biophysiques :*LAI*, *fAPAR* et *fCover*. Les entrées et les sorties sont dans un premier temps normalisées par : $X_{norm} = 2(X - X_{min}) / (X_{max} - X_{min}) - 1$ avec X_{min} et X_{max} respectivement minimum et maximum des valeurs observées dans la base de données pour la variable X.

La validation théorique consiste à comparer les *LAI* inversés à partir des réflectances simulées par le modèle de transfert radiatif, aux *LAI* ayant servis pour créer ces réflectances. La figure 4.9 montre le résultat de cette comparaison. On observe un bon accord entre le *LAI* ”vrai” (valeurs d’entrée du

FIG. 4.10 – Comparaison des *LAI* mesurés et estimés sur deux sites

modèle de transfert radiatif) et le *LAI* estimé (sortie du réseau de neurones) avec un *RMSE* inférieur à 0.1.

4.4.2 Application

Un réseau a été construit pour chaque image SPOT à inverser. Ceci pour s'affranchir des problèmes éventuels de correction radiométrique. Les réseaux ainsi construits et "validés" ont été appliqués aux sept images SPOT disponibles en 2005 ne présentant pas une couverture nuageuse trop importante.

Validation locale des estimations

Les *LAI* estimés ont, dans un premier temps, été comparés aux mesures in-situ effectuées par N. Boulain durant la saison de croissance de végétation 2005 sur quelques sites de jachère et de mil. Les résultats ont été reportés sur la figure 4.10, et montrent la moyenne des mesures et des estimations pour l'ensemble des sites de mil d'une part et de jachère d'autre part.

Pour le mil, les estimations sont en très bon accord avec les observations in-situ. Les valeurs sont très faibles, mais en accord avec les résultats d'autres campagnes de mesures (Hapex-Sahel en particulier). Pour la jachère, les estimations semblent plus faibles que les mesures, mais il faut souligner l'absence d'estimation autour du 15 août, date qui correspond à peu près au maximum de développement de la végétation, et l'absence de mesures le 12 septembre. De plus, étant donnée, l'hétérogénéité de la surface, sur un pixel de 20x20m il est probable qu'une proportion faible de sol nu soit la cause de cette sous-estimation.

LAI par classe d'occupation du sol

Pour chaque image SPOT le *LAI* a été moyenné par classe d'occupation du sol (classification présentée au paragraphe 4.2). Les résultats sont reportés en fonction du temps sur la figure 4.11, les barres d'erreur représentent l'écart type de la distribution au sein de chaque classe.

Chaque classe d'occupation du sol a un comportement moyen bien identifié. Pour la classe de sol

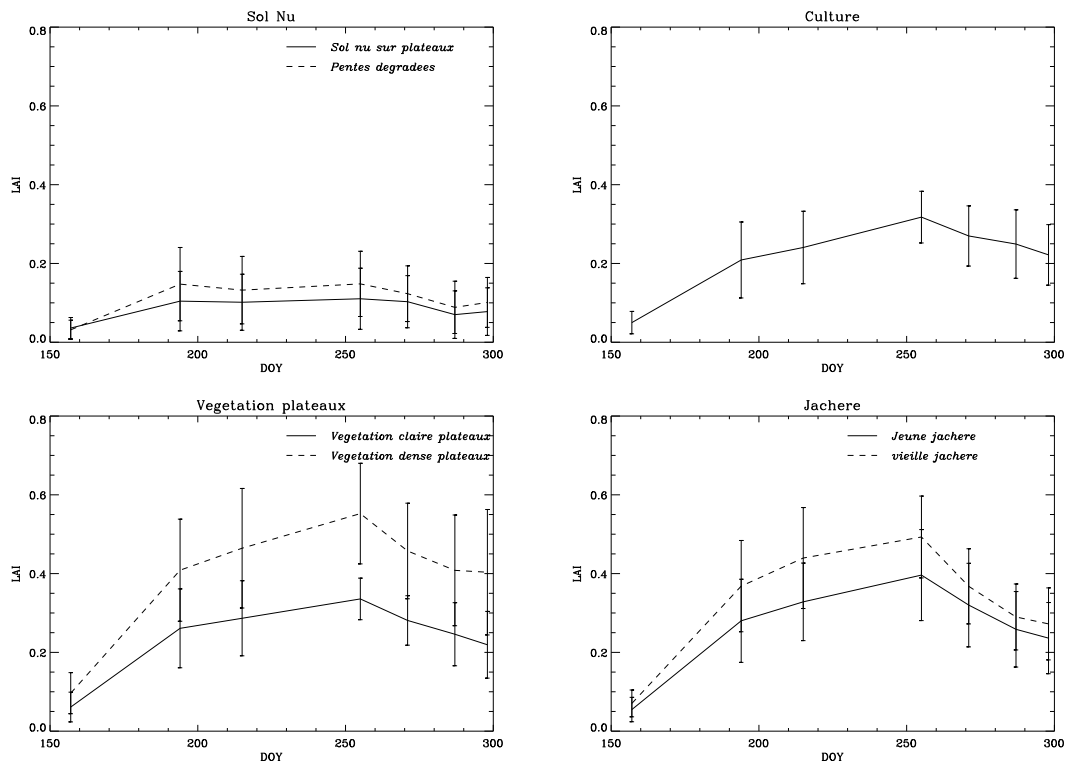


FIG. 4.11 – LAI moyen par classe d'occupation du sol sur l'ensemble du super-site

nu, le LAI moyen estimé n'est pas nul et a une valeur de l'ordre de 0.1 en moyenne sur la saison des pluies 2005. En ce qui concerne la modélisation, on considérera que le LAI pour les deux classes de sol nu est nul. On distingue une légère différence entre les classes de jachère jeune et ancienne. Pour ce qui concerne les cultures, il est intéressant de constater que le cycle moyen de LAI n'a pas exactement la même forme que celui des autres classes. On remarque une décroissance moins brutale en fin de saison. Les classes de végétation dense et claire sur les plateaux sont bien différenciées par leur cycle de LAI .

Cependant les valeurs de LAI par classe de végétation sont très dispersées ce qui reflète l'hétérogénéité qui peut exister à l'intérieur d'une même classe. Par exemple le LAI du mil peut varier en fonction de l'apport ou non d'amendement. D'autre part les barres d'erreur sont plus importantes sur les classes de jachère et végétation dense des plateaux, ce qui reflète une plus grande hétérogénéité.

4.4.3 Comparaison aux produits LAI/MODIS AQUA et TERRA

Les produits LAI estimés à partir des données des capteurs MODIS ont été utilisés afin de valider les estimations par réseau de neurones à l'échelle du site étudié. Ces données sont à une résolution spatiale de 1x1 km et temporelle de 8 jours.

Nous avons effectué des comparaisons entre les produits LAI de MODIS et nos estimations sur

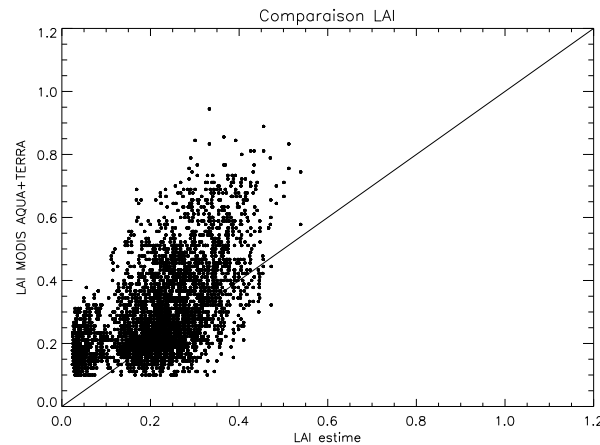


FIG. 4.12 – Comparaison des *LAI* estimé à partir des images SPOT et des *LAI* MODIS pour l'ensemble des sept images SPOT disponibles sur la saison 2005.

l'ensemble du super-site. Le protocole choisi est le même que celui de Weiss et al. (2007), le *LAI* est moyenné sur des mailles de 3x3km. La figure 4.12 montre le diagramme de corrélation entre *LAI* estimé (en abscisse) et *LAI* MODIS (en ordonnée).

La première remarque est que les estimations semblent sous-estimer les valeurs MODIS. En effet on calcule un biais de -0.27. D'autre part l'erreur quadratique moyenne est de 0.3 ce qui traduit une assez forte dispersion, mais la corrélation est relativement forte, égale à 0.6. Il faut noter que ces résultats sont en accord avec la validation de l'algorithme de réseau de neurones effectuée par Weiss et al. (2007). Dans cette étude des estimations du *LAI* ont été faites à partir des données du capteur SPOT/VEGETATION. La comparaison entre différentes données a été effectuée, entre autres, sur le Gourma, région où les écosystèmes rencontrés sont proches de ceux de notre zone d'étude. Elles mettent en évidence une sous-estimation par rapport à MODIS en particulier en saison sèche, donc pour les faibles valeurs de *LAI*.

Le nuage de points de la figure 4.12 est divisé en deux. La partie gauche, représente les *LAI* de l'image SPOT du 6 juin 2005. C'est la date pour laquelle les *LAI* sont les plus faibles. Cette constatation rejoint les conclusions de Weiss et al. (2007), qui tendent à incriminer l'algorithme utilisé pour la construction des images composites de MODIS, et en particulier les défauts de détection des nuages.

L'intérêt des estimations de *LAI* à partir des données SPOT réside dans la forte résolution spatiale permettant une description spatiale fine de la végétation. L'utilisation de ces estimations est détaillée dans le chapitre 5.

4.5 La température de surface

La température de surface est une variable clef du bilan d'énergie directement liée aux rayonnement solaire et atmosphérique incident qui contrôle les échanges de chaleur et d'eau à l'interface surface-atmosphère. La température de surface est déterminée par le rayonnement net et l'eau disponible pour l'évapotranspiration, ainsi une validation de la température de surface permet de valider indirectement l'ensemble du bilan d'eau dans les cas où c'est l'eau qui limite l'évapotranspiration.

4.5.1 Les algorithmes de "split-window"

La luminance mesurée par le capteur correspond à la somme de trois contributions :

- le rayonnement propre de l'atmosphère
- le rayonnement émis par la surface de la Terre transmis par l'atmosphère
- le rayonnement atmosphérique réfléchi par la surface et retransmis vers l'espace par l'atmosphère

La loi de Planck permet de calculer, à partir de la luminance mesurée, une température que l'on appelle température de brillance, ou température radiométrique de la surface. La température de brillance est différente de la température réelle de la surface, en raison des effets atmosphériques. Elle est en général plus faible en particulier à cause de l'absorption atmosphérique liée à ses constituants (vapeur d'eau, CO_2 , CH_4 , ...). Si l'on se place dans les régions spectrales les plus transparentes de l'infrarouge thermique (entre 10 et 12 μm), l'absorbant majoritaire est la vapeur d'eau et l'effet des autres gaz et des aérosols est négligeable.

Les algorithmes de "split-window", par la combinaison des températures de brillance mesurées dans deux canaux proches, permet d'estimer l'absorption différentielle de l'atmosphère. Ils sont basés sur le fait que la transmittance atmosphérique est différente dans les deux canaux.

La formule utilisée par le Land SAF a été proposée par Wan and Dozier (1996), pour dériver la température de surface à partir des données AVHRR et MODIS. Elle a été adaptée au capteur SEVIRI par Madeira (2002). Dans le cas SEVIRI/MSG, la température de surface est estimée par une fonction linéaire des températures de brillance au sommet de l'atmosphère (en ciel clair) T_b^{TOA} dans les canaux 10.8 et 12.0 μm :

$$LST = (A_1 + A_2 \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} + A_3 \frac{\Delta \epsilon}{\epsilon^2}) \frac{T_{b10.8}^{TOA} + T_{b12.0}^{TOA}}{2} + (B_1 + B_2 \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} + B_3 \frac{\Delta \epsilon}{\epsilon^2}) \frac{T_{b10.8}^{TOA} - T_{b12.0}^{TOA}}{2} + C \quad (4.13)$$

où les coefficients de régression dépendent explicitement de l'émissivité moyenne de la surface dans les deux canaux utilisés (ϵ) et de la différence d'émissivité ($\Delta = \epsilon_{10.8} - \epsilon_{12.0}$). Les paramètres A_1 , A_2 , A_3 , B_1 , B_2 , B_3 et C sont estimés empiriquement à partir de la température de l'air à 2m, de la colonne de vapeur d'eau et de l'angle de visée du satellite.

Pour le capteur MODIS, l'algorithme de Wan et Dozier (1996) est utilisé, il est similaire à celui utilisé par le Land SAF pour les données de SEVIRI mais les coefficients ont été ajustés aux bandes

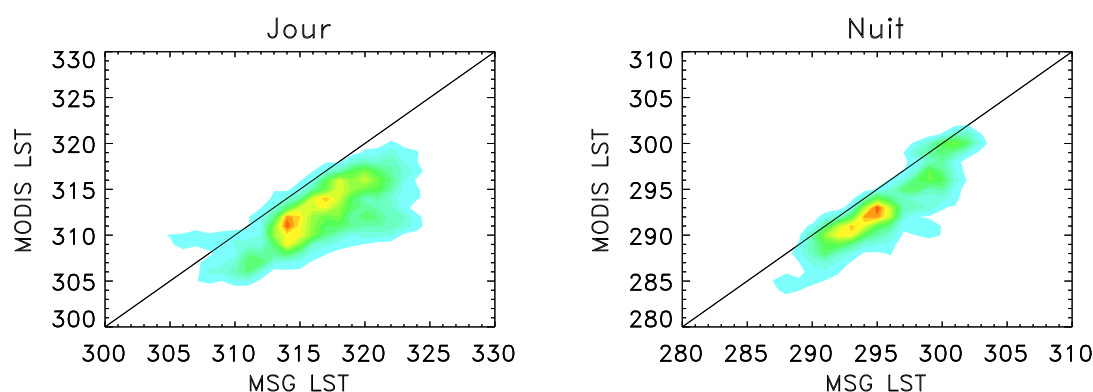


FIG. 4.13 – Comparaison des LST MODIS et MSG en 2005 sur le super-site

spectrales (car les propriétés d'absorption varient spectralement. Il s'applique aux canaux 31 et 32 i.e. 11 et 12 μm).

4.5.2 Comparaison MSG/MODIS

Une comparaison entre les produits de température de surface MODIS et SEVIRI a été faite sur le super-site. La température de surface MODIS (1x1 km) a été agrégée à l'échelle des données MSG ré-échantillonnées à 3x3 km. Ne disposant pas de l'émissivité intégrée dans l'infrarouge thermique, on calcule en première approximation une moyenne des températures de surface MODIS. Cette comparaison est présentée sur les données 2005.

La figure 4.13 montre le diagramme de corrélation entre la température de surface MSG (en abscisse) et la température de surface MODIS (en ordonnée). On remarque une bonne corrélation entre les deux températures, plus forte la nuit (0.81) que le jour (0.58), cependant un biais important est observé de nuit comme de jour (jusqu'à 3K) et la dispersion est également importante. Le tableau 4.5 regroupe les informations statistiques concernant la figure 4.13.

TAB. 4.5 – Statistiques obtenues pour les distributions de température de surface de la figure 4.13

	Nuit	Jour
Coeff. de corrélation (R^2)	0.81	0.57
Biais (K)	2.72	3.92
RMSE (K)	3.61	5.55

Des résultats similaires ont été observés par Madeira et al. (2005) sur l'Espagne. Plusieurs facteurs peuvent expliquer les différences entre les températures de surface MSG et MODIS. Madeira et al (2005) met en cause les différences entre cartes d'émissivité utilisées par les deux algorithmes pour expliquer le biais et un mauvais masquage des nuages et zones d'ombre ainsi que des différences

d'angles de visée (compris entre 0 et 65° dans le cas de MODIS et fixe dans le cas de MSG $\sim 15^\circ$ pour la zone d'étude) pour justifier la dispersion importante observée. Il faut ajouter à cela le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. En effet cette variable est souvent supposée constante sur une scène à cause du manque d'information spatial, et une légère modification peut engendrer une erreur de plus de 1K sur la température calculée.

4.6 Conclusion

Ce chapitre a eu pour objet de présenter les différentes données qui seront utilisées par la suite pour contraindre ou valider le modèle SEtHyS_Savannah. Des méthodes spécifiques ont été développées et/ou utilisées afin d'estimer certaines variables telles que l'occupation du sol, le *LAI* ou encore l'humidité de surface.

Une carte d'occupation du sol a été calculée par la combinaison de plusieurs méthodes (seuil sur des indices, méthode de classification statistique). Cette carte d'occupation a été validée à l'aide de relevés de terrain sur une petite partie du super-site.

Une méthodologie particulière a été développée afin d'estimer l'humidité de surface (~ 5 cm) à partir des images ASAR/ENVISAT acquise en bande C. La méthode consiste à établir une relation linéaire entre le coefficient de rétro-diffusion et l'humidité du sol sous certaines conditions : faible densité de végétation, faible angle de visée et peu de relief. Les résultats obtenus sont encourageants, ils ont été validés à l'aide de mesures *in-situ*.

La méthode d'inversion du *LAI*, développée par Baret et al. (2007), a été adaptée aux données SPOT et aux zones semi-arides. Les estimations ont ensuite été comparées aux produits *LAI* MODIS fournis par l'EOS (MOD15A2.004 et MYD15A2.004). On a pu mettre en évidence un bon accord, cependant les *LAI* semblent sous-estimés au vu des mesures terrains. Ce défaut s'explique par la non concordance entre dates d'acquisition des images SPOT et mesures, mais aussi par la forte hétérogénéité intra-pixel de la couverture végétale.

Enfin deux produits de température de surface ont été inter-comparés : les produits MSG délivrés par le Land SAF et les produits MODIS MOD11A1.004 et MYD11A1.004. L'intercomparaison de ces deux produits a montré un biais important, les températures MODIS sous-estimant les températures MSG. Ce biais déjà observé par différents auteurs (Madeira et al., 2005) semble lié aux différences entre les cartes d'émissivité utilisées dans les deux algorithmes de "Split-Window".

L'ensemble de ces données nous ont permis de mettre en place une modélisation spatialisée à l'échelle du super-site AMMA/Niger et d'en proposer une validation partielle. C'est l'objet de chapitre suivant.

Chapitre 5

Modélisation à l'échelle du super site AMMA/Niger

Les différents paramètres de surface estimés par les méthodes décrites dans le chapitre précédent nous ont permis de mettre en place la spatialisation du modèle SEtHyS_Savannah. Nous avons donc combiné observations spatiales et locales afin d'établir un forçage des variables de surface pour la modélisation des bilans énergétique et hydrique sur le super-site.

Ce chapitre s'attache à décrire d'une part la méthodologie mise en place pour constituer le forçage du modèle ainsi que les paramètres utilisés. Toutes les simulations présentées dans ce chapitre ont été faites sur la période du 15 juin 2005 (date de début d'acquisition des données nécessaires au forçage) au 31 mars 2006. Un premier résultat est commenté dans le paragraphe 5.2. Enfin, nous présentons deux études de sensibilité : sensibilité à la méthode d'interpolation des pluies et sensibilité à l'occupation du sol. Ces résultats sont présentés dans le paragraphe 5.3.

5.1 Mise en place de la modélisation sur le super site

Disposant de données haute résolution, notamment pour le forçage de la végétation et pour l'occupation des sols (dérivés des images SPOT à 20m), nous avons pu mettre en place une modélisation qui utilise au maximum les données disponibles. Nous avons donc choisi une modélisation de type agrégative communément appelée "mosaïque". Ce paragraphe s'attache à décrire cette méthode et les choix que nous avons fait en ce qui concerne les paramètres et le forçage.

5.1.1 Une modélisation de type "mosaïque"

Une simulation à 20m de résolution (résolution du capteur SPOT/HRV) aurait été beaucoup trop coûteuse en temps de calcul, il a donc été envisagé une autre solution qui permette d'exploiter les informations fournies par les données haute résolution tout en limitant le temps de calcul.

Nous avons opté pour une modélisation de type "mosaïque" dans laquelle on considère que chaque maille du modèle est subdivisée en "sous-maillages" qui sont en fait les classes d'occupation du sol définies précédemment (8 classes, voir paragraphe 4.2). Ainsi pour chaque maille, on effectue une simulation par classe. La taille des mailles a été fixée à 1 km^2 qui est la résolution des produits MODIS. Ainsi la fenêtre (rectangulaire) encadrant le super site est divisée en $57 \times 42 = 2394$ mailles. Chacune est potentiellement constituée de 8 classes d'occupation du sol. En réalité le super-site a une superficie de 1760 km^2 , ce qui correspond à 1760 mailles de simulation, d'autre part les mailles ne sont pas toutes constituées de 8 classes.

Les avantages d'une modélisation mosaïque sont multiples : d'une part, elle permet, tout en conservant un nombre réduit de mailles, de définir des paramètres communs à l'ensemble des classes d'occupation des sols, mais aussi des paramètres propres à chaque classe. Ceci offre une grande souplesse quant au choix des paramètres. D'autre part, elle permet d'effectuer une modélisation fine tout en limitant le temps de calcul.

Les variables de sortie du modèle sont agrégées à l'échelle de la maille. On fait éventuellement une agrégation à l'échelle de la résolution des données télédétectées avec lesquelles on souhaite confronter ces sorties.

Agrégation des variables de sortie du modèle

Agrégation des flux :

L'agrégation des flux est très simple, au sein d'une maille, on pondère les sorties pour chaque entité par la fraction de surface occupée par l'entité considérée. On exprime alors le flux total de la maille m comme suit :

$$F^m = \sum_{i=1}^8 F_i^m \alpha_i^m \quad (5.1)$$

où α_i^m sont respectivement la fraction occupée par la classe i au sein de la maille m et F_i^m le flux simulé pour l'entité correspondante. i variant de 1 à 8 puisque dans notre cas d'étude on peut avoir jusqu'à huit classes différentes par maille.

Les humidités du sol sont agrégées de la même manière.

Agrégation des températures de surface :

Le modèle de transfert radiatif couplé au modèle SEtHyS_Savannah permet de simuler pour chaque entité la température radiative $T_{rad,i}^m$ et l'émissivité totale de la surface ε_i^m dans une direction donnée (température radiative et émissivité directionnelle) ou de manière intégrée sur la demi-sphère (température radiative et émissivité hémisphérique). On ne considère dans l'étude que les variables hémisphériques puisque les données de température de surface MSG produites par le Land-SAF et MODIS produites par l'EOS sont des températures intégrées dans toutes les directions de l'espace.

Par abus de langage nous appellerons, dans la suite, *luminance* le flux radiatif émis par unité de surface vers l'atmosphère en considérant qu'il est isotrope sur tout l'hémisphère supérieur. Pour une entité (classe au sein d'une maille), si l'on fait l'hypothèse du corps gris et en intégrant spectralement sur toutes les longueurs d'onde, nous noterons :

$$L_i^m = \sigma T_{Bi}^{m4} = \varepsilon_i^m \sigma T_{rad,i}^{m4} \quad \text{pour l'entité } i \text{ et la maille } m \quad (5.2)$$

cette expression peut également être écrite pour une maille (et non plus pour une entité). On peut alors exprimer la luminance totale de la maille grâce à l'émissivité moyenne et la température radiative de la maille. En suivant l'approche radiométrique (Becker et Li, 1995), la luminance simulée agrégée pour la maille m peut alors s'écrire :

$$L^m = \sum_{i=1}^8 \alpha_i^m L_i^m \quad (5.3)$$

En utilisant les expressions 5.2 et 5.3 on est en mesure de déduire la température radiative hémisphérique de la surface pour une maille m :

$$T_{rad}^m = \sqrt[4]{\frac{\sum_i \alpha_i^m \varepsilon_i^m T_{rad,i}^{m4}}{\varepsilon^m}} \quad (5.4)$$

où l'émissivité moyenne pour la maille m (ε^m) est calculée de la même manière que la luminance, par composition des émissivités de chaque entité :

$$\varepsilon^m = \sum_{i=1}^8 \alpha_i^m \varepsilon_i^m \quad (5.5)$$

L'émissivité ε_i^m a une dynamique temporelle puisqu'elle résulte de l'émissivité du sol et de l'émissivité des feuilles (quand il y a de la végétation) et donc de l'indice foliaire.

Ainsi on agrège les luminances de chaque entité pour déduire la luminance totale de la maille et enfin estimer la température radiative hémisphérique de la surface d'une maille.

Les produits du capteur SEVIRI/MSG sont délivrés à la résolution de 0.05×0.05 et ont été re-échantillonnés à 3×3 km. On effectue donc une seconde agrégation des luminances, pour comparer les sorties du modèle au produit de température de surface SEVIRI/MSG, en suivant le même procédé.

5.1.2 Le choix des paramètres

Le choix de la modélisation en "mosaïque" permet de fixer un certain nombre de paramètres communs à l'ensemble des classes d'occupation des sols et des paramètres propres à chaque classe.

Les paramètres communs à l'ensemble des entités sont nombreux, seuls trois paramètres ont des valeurs différentes pour chaque classe d'occupation des sols. Ces trois paramètres sont l'albédo du sol

sec, l'albédo du sol humide et la conductivité hydraulique à saturation de la surface.

Les deux premiers paramètres ont pu être évalués grâce aux produits MODIS MCD43A3. Ils fournissent entre autre l'albédo intégré dans les longueurs d'ondes visibles à 500 m de résolution. L'analyse d'une image en saison sèche et d'une image en saison des pluies a fourni, après extraction de pixels essentiellement composés de sols nus (plateaux d'une part et sols sableux des fonds de vallée d'autre part) des valeurs d'albédo concordantes avec les travaux de Allen et al. (1993) et Lewis et al. (1999). Les plateaux sont composés de sols foncés dont l'albédo sec sera un peu plus faible que celui des sols sableux de fond de vallée très réfléchissants. Par extrapolation, nous avons attribué à l'ensemble des plateaux d'une part et à l'ensemble des vallées d'autre part les mêmes bornes de variation d'albédo sec et humide.

La conductivité hydraulique à saturation est un paramètre très important car nous avons vu qu'il contrôle la répartition des pluies entre infiltration et ruissellement. La valeur de ce paramètre a été proposée par Massuel (2005) s'inspirant des données de Peugeot et al. (2003).

Les valeurs pour les paramètres variant avec l'occupation des sols sont données dans le tableau 5.1

TAB. 5.1 – Valeurs des paramètres variables pour chaque classe

	Sol nu plateau	Vég. dense plateau	Vég. claire plateau	Pente dégradée	Culture	Jeune jachère	Vielle jachère
<i>albsec</i>	0.31	0.31	0.31	0.34	0.34	0.34	0.34
<i>albhum</i>	0.27	0.27	0.27	0.23	0.23	0.23	0.23
<i>k_{sat,s}</i> ($10^{-6}m.s^{-1}$)	3.89	3.89	3.89	1.1	3.6	5.56	5.56

Les paramètres liés au type de végétation sont également différents. Le calcul de la résistance stomatique se fait de la même manière que dans le modèle SiB2 et nécessite de fixer un certain nombre de paramètres. Les valeurs de ces paramètres, liés aux propriétés physiologiques de la végétation, sont données par Sellers et al. (1996a,b).

Les paramètres communs à toutes les classes sont listés dans le tableau 5.2. Les paramètres liés à l'écoulement de l'eau dans le sol ont été choisis d'après Clapp et Hornberger (1978) en estimant que les sols sur l'ensemble du super-site sont constitués à 90% de sable et 10% d'argile (car peu d'information existe concernant la texture des sols). Il est certain que c'est une hypothèse forte car comme le suggère les résultats de l'étalonnage du modèle sur les deux sites (voir paragraphe 3.3), il existe une très forte hétérogénéité de la texture du sol même à des échelles fines (les stations étant distantes de quelques centaines de mètres seulement).

Le traitement des surfaces recouvertes de mares est particulier. Nous n'avons pas développé de

TAB. 5.2 – Valeurs des paramètres communs à l'ensemble des classes

Paramètre	Unité	Description	Valeur
es, eg, et	-	émissivité du sol et de la végétation	0.96, 0.99, 0.99
w_{inf}, w_{sup}	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité du sol pour calcul de l'albedo	0.0066, 0.2
$albg, albt$	-	albedo de la végétation basse et haute	0.2, 0.25
l_{gfg}, l_{gft}	m	largeur des feuilles	0.08, 0.08
k_{wstr}	-	paramètre empirique pour le calcul du stress hydrique	0.033
w_{sat}	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité volumique à saturation	0.27
w_{cc}	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité volumique à la capacité au champ	0.2
w_{resid}	$m^3 \cdot m^{-3}$	humidité volumique résiduelle	0.0066
$ksat$	$10^{-6} m \cdot s^{-1}$	conductivité hydraulique à saturation (>10cm)	8.35
$facttherm$	$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$	coefficient correctif pour le calcul de la capacité calorifique du sol	1.5
τ	-	tortuosité du sol	1.5
D_v	$10^{-5} m^2 \cdot s^{-1}$	diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol	7.5
ψ_{sat}	m	potentiel hydrique du sol à saturation	-0.16
b	-	pente de la courbe de rétention	4.34
zrg, zrt	m	épaisseurs des couches de sol	0.6, 1
w_{g10}, w_{g20}, w_{t0}	$m^3 \cdot m^{-3}$	initialisation des humidités volumiques des couches de sol	0.0066, 0.1, 0.1
$z_{mulch10}, z_{mulch20}, z_{10}, z_{20}$	m	initialisation des épaisseurs de mulch	0, 0.4, 0, 0.2
t_{20}	K	initialisation de la température profonde	306

modélisation spécifique pour les mares qui ne représentent qu'une faible proportion de la surface du super-site. Nous avons simplement considéré un sol nu en permanence saturé d'eau et dont l'émissivité est égale à 1. L'évaporation est égale à l'évaporation potentielle et le ruissellement y est nul.

5.1.3 La description de la végétation

Les LAI inversés (cf paragraphe 4.4) ont été utilisés.

Disposant du LAI total pour chaque pixel et pour chaque date, le LAI total de chaque entité au sein d'une maille a été calculé par une simple moyenne. Ainsi on dispose du LAI total de chaque entité qu'il nous faut répartir entre les deux strates de végétation qui composent les classes de jachère, et végétation dense de plateau. Pour ces deux classes, on considère que la végétation est composée

d'une strate arbustive et d'une strate herbeuse. On fait alors l'hypothèse, déjà utilisée au chapitre 3 pour le site de jachère, que la strate herbeuse représente 80% du *LAI* total et que la strate arbustive en représente 20% en suivant les recommandations de N. Boulain.

Pour les classes de sol nu sur plateau et pentes dégradées, le *LAI* est forcé à 0 bien que les estimations affichent des valeurs moyennes de 0.1.

Les hauteurs de végétation ont été calées sur les mesures locales déjà utilisées pour la validation du modèle à l'échelle locale (cf chapitre 3). Les cultures ont une hauteur maximale de 1.80m, la couche arbustive des parcelles jachère a une hauteur constante : 1.50m pour la jeune jachère et 1.90m pour la vieille jachère, la couche herbeuse sous-jacente a une hauteur maximale de 0.40m. Enfin pour la classe de végétation dense sur plateaux la hauteur de la strate arbustive est prise égale à 1.90m.

Les valeurs ainsi choisies pour le *LAI* et la hauteur de la végétation de chaque entité ont été interpolées linéairement entre les dates des mesures ou les dates des estimations.

5.1.4 Le forçage atmosphérique et pluviométrique

Les seules mesures disponibles concernant les variables de forçage atmosphérique proviennent des deux stations de mesure de flux installées sur les sites précédemment étudiés. Nous avons jugé préférable d'utiliser ces mesures plutôt que les réanalyses du centre européen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) qui sont disponibles à la résolution de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ et au pas de temps tri horaire. Ces données présentent en effet de grandes incertitudes, en particulier sur le rayonnement incident et les pluies. A l'échelle du super-site, les variables atmosphériques ont donc été considérées homogènes. Nous avons choisi d'utiliser les données de la station de mil car les données manquantes sont moins importantes que sur le site de jachère.

Le réseau de pluviographes installé dans le degré carré de Niamey dans le cadre de l'expérience EPSAT-NIGER (Lebel et al., 1992) fournit des données de pluie nécessaires pour forcer le modèle. Depuis sa mise en place en 1990, le réseau a changé de configuration et a bénéficié de l'ajout de certaines stations dans le cadre de la campagne de mesures AMMA. En 2005, 44 pluviographes ont fonctionné durant la saison des pluies. La densité des pluviographes est plus importante sur le super-site, près de 20 stations sont installées dans le périmètre d'étude.

Une question importante est : comment obtenir une donnée de pluies par maille ? Comme nous le verrons par la suite, plusieurs tests relatifs à la méthode d'interpolation des pluies ont été effectués. Dans un premier temps nous avons choisi la méthode des polygones de Thiessen ou méthode du plus proche voisin. La pluie mesurée en un site d'observation est homogène sur le polygone délimité par les médiatrices des droites reliant le site de mesures à l'ensemble des autres sites les plus proches.

La carte de la figure 5.1 montre la position des pluviographes situés dans le périmètre du super-site.

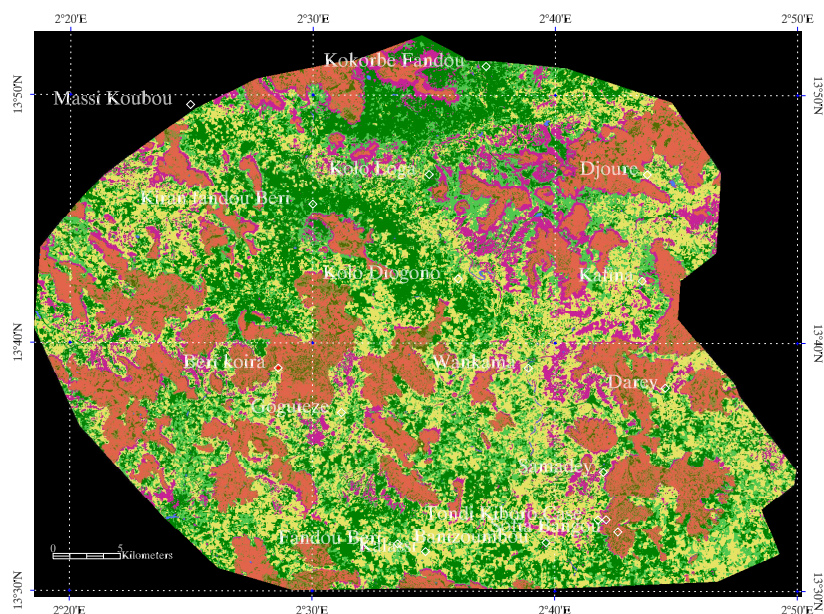


FIG. 5.1 – Carte des pluviographes situés sur le super-site ayant acquis des données en 2005

Une simulation a pu être lancée grâce au forçage ainsi établi. Le pas de temps choisi est comme dans le cas de la validation, de 5 minutes, ce qui correspond au pas d'acquisition des données pluviométriques.

5.2 Résultats

Cette section présente les résultats de la simulation décrite précédemment. Dans un premier temps nous commentons les différents termes du bilan hydrique. Ensuite, quelques éléments de validation, basés sur la comparaison des sorties du modèle avec différents produits de télédétection, sont présentés.

5.2.1 Le bilan énergétique et hydrique du super-site

Les résultats sont présentés en moyenne mensuelle. Au mois de juin seuls les 15 derniers jours sont considérés puisque la simulation débute le 16 juin. La figure 5.2 montre l'évolution, durant 5 mois à partir du début de la saison des pluies, du flux d'évapotranspiration, des pluies et du ruissellement. Sur les cartes représentant les pluies (colonne de gauche) on peut voir les polygones de Thiessen qui définissent l'aire d'influence de chaque pluviographe. On remarque une forte hétérogénéité de la pluies. Par exemple, si l'on regarde la carte des précipitations du mois d'août, on peut voir qu'un pluviographe situé dans le sud-est du domaine affiche une pluie moyenne de l'ordre de 2 mm/jour alors que les pluviographes voisins affichent une pluie moyenne de l'ordre de 4 à 5 mm/jour. Bien que

des études telle que celle menée par Lebel et Le Barbé (1997) ont mis en évidence l'hétérogénéité de la répartition spatiale des pluies, de telles disparités ne peuvent être attribuées qu'à un problème de mesure : événement pluvieux non enregistré dû à un défaut de fonctionnement du pluviographe.

Les estimations de l'évapotranspiration et du ruissellement sont conformes à ce que l'on pouvait attendre : faible ruissellement et forte évapotranspiration dans les vallées où le sol est sableux et la végétation est bien développée, et fort ruissellement corrélé à une faible évapotranspiration sur les plateaux et sols dégradés.

La figure 5.3 représente le bilan global sur le super-site en moyenne journalière par mois, et le tableau 5.3 les cumuls annuels moyens.

Le cycle saisonnier des variables du bilan hydrique est bien défini, le ruissellement est concentré durant les mois de juillet, août et septembre. De même l'évapotranspiration atteint un maximum en juillet/août et décroît rapidement jusqu'au mois de novembre. Le sol se charge d'eau durant les mois de juillet/août puis il s'assèche progressivement jusqu'en mars (diminution des pluies et maintien de l'évapotranspiration).

TAB. 5.3 – Cumul annuel des termes du bilan hydrique moyen sur le super-site

	Cumul [mm]	% pluies
Pluie	388	100
Évapotranspiration	342	88
Ruissellement + drainage	59	15
Variation du stock d'eau dans le sol	-13	-3

Le cumul de ruissellement est important, il représente 15% du total des pluies. Cette valeur est forte en comparaison des résultats de l'étude menée par Peugeot et al. (2003) qui estime que 8% de la pluie sont transférés vers les mares par ruissellement de surface à l'échelle du bassin versant de Wankama (3x1 km approximativement). Cependant le ruissellement évalué par le modèle SE-tHyS_Savannah est un ruissellement potentiel puisqu'on ne gère pas la réinfiltration dans les mailles voisines. Ce qui explique la différence puisque dans le cas de l'étude de Peugeot et al. (2003) le ruissellement calculé est un ruissellement effectif.

Nous avons présenté un premier résultat du modèle à l'échelle du super-site en terme de bilan hydrique. Certaines variables de sortie ont fait l'objet d'une tentative de validation grâce aux produits issus de la télédétection.

5.2.2 Éléments de validation des simulations

Il est important de pouvoir valider les sorties du modèle. A l'échelle régionale une validation directe des flux simulés est quasi-impossible à cause du manque de données spatialisées disponibles

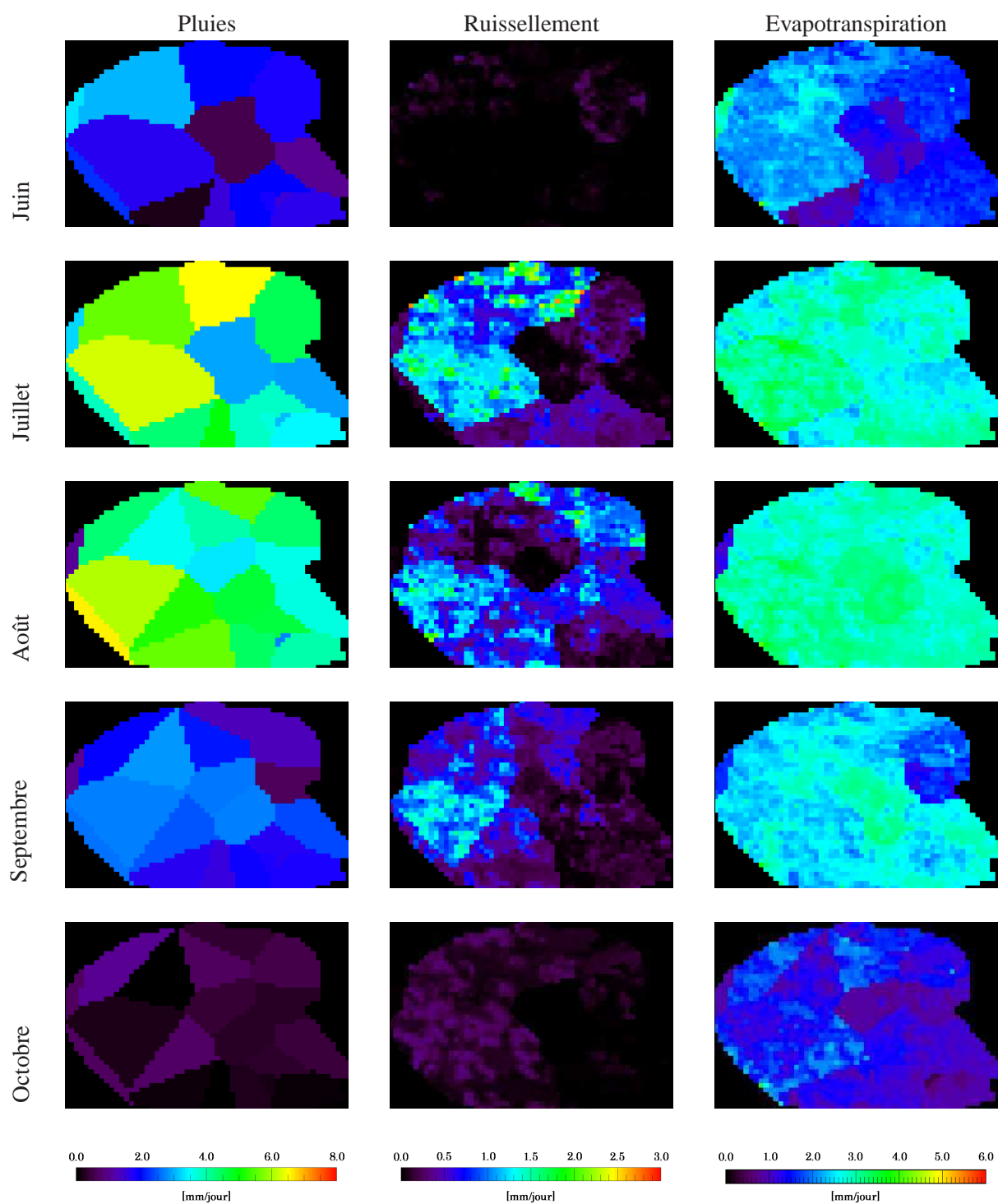


FIG. 5.2 – Bilan hydrique du super-site en moyenne journalière [mm/jour]

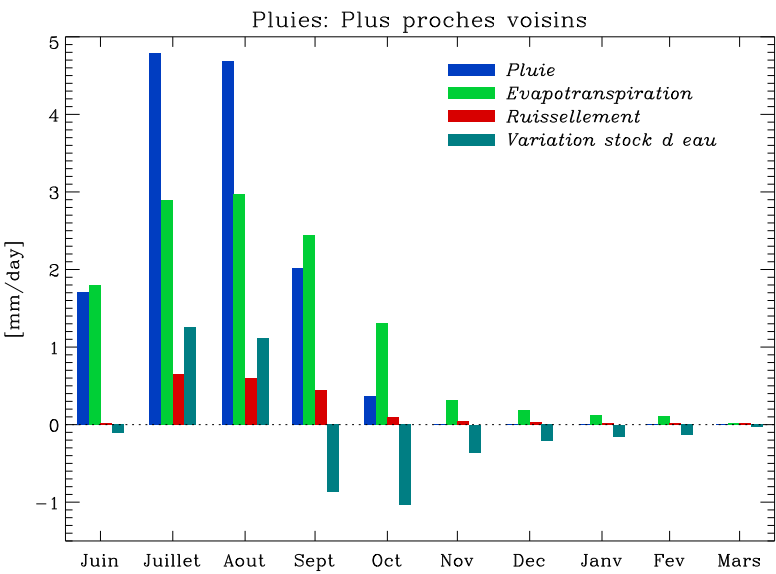


FIG. 5.3 – Termes du bilan hydrique en [mm/jour] sur le super-site

(stations de mesure de flux ponctuelle). Néanmoins on peut évaluer les simulations de flux en comparant certaines variables directement liées au calcul des flux, à des observations spatiales.

Ce paragraphe a pour objet de présenter les tentatives faites pour comparer deux variables simulées à des estimations issues de la télédétection. En particulier, la température de surface et l’humidité de surface estimées par le modèle sont confrontées respectivement à la température de surface issue des capteurs SEVIRI/MSG et MODIS, et à l’humidité de surface estimée par le capteur ASAR/ENVISAT.

La température de surface

Comme nous l’avons déjà expliqué dans le paragraphe 4.5.1, les températures de surface (LST) sont estimées grâce à des algorithmes de split-window à partir des températures de brillance au sommet de l’atmosphère dans deux canaux de l’infrarouge thermique (10.8 et 12 μm pour les données SEVIRI/MSG et 11 et 12 μm pour les données MODIS). Le capteur SEVIRI/MSG délivre une image toutes les 15 minutes ce qui permet de restituer les cycles diurnes de température de surface. On ne dispose pour le capteur MODIS que de deux images le matin et deux images le soir ce qui limite la comparaison avec les simulations.

L’indice de qualité fournit avec les deux produits utilisés ici, a permis de sélectionner les pixels non-nuageux. Néanmoins en ce qui concerne les données MSG, les pixels non-nuageux ne sont pas tous marqués. Nous avons donc effectué un premier filtrage temporel des données. La figure 5.4 montre une extraction des cycles de température sur le pixel du super-site correspondant à la position du site de mil précédemment étudié.

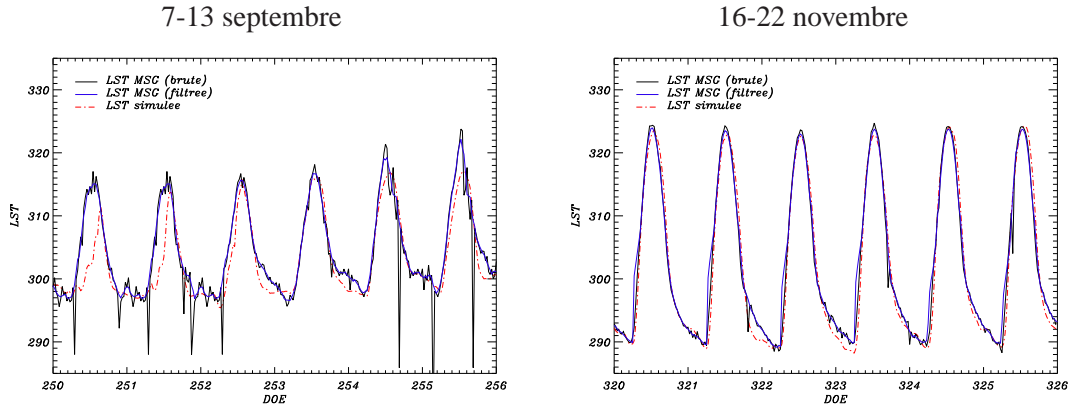


FIG. 5.4 – Filtrage du cycle de température de surface sur un pixel extrait durant deux courtes séries temporelles (saison des pluies à gauche et saison sèche à droite)

L'extraction durant la saison des pluies montre un profil de température très bruité. Les faibles valeurs, que l'on observe ponctuellement, sont dues à la présence de voiles nuageux. En effet leur température étant plus faible que la température de la surface, la température d'un pixel partiellement couvert de nuages sera donc inférieure à la température réelle de la surface. Nous avons donc développé une méthode simple pour éliminer les problèmes liés à la présence de nuages :

- lissage de la série temporelle par une moyenne glissante sur 10 pas de temps (2h30) $\Rightarrow LST_{liss}$
- élimination des valeurs "trop faibles" de la série originale par un seuil sur la série LST_{liss} : on élimine les valeurs inférieures à $LST_{liss} - 2K = LST_{elim}$
- lissage et interpolation de la série $(LST - LST_{elim})$ par une moyenne glissante sur 5 pas de temps (1h15)

Le seuil et les périodes de lissage ont été ajustés empiriquement après plusieurs tests.

On remarque sur la figure 5.4 que cette méthode a l'avantage de conserver les valeurs maximales de température en milieu de journée et ainsi de reconstituer un cycle correspondant à la température réelle de la surface. Les simulations ont également été reportées sur cette figure. Les résultats sont en bon accord avec les observations, en particulier durant la saison sèche. On observe pour certains jours des écarts importants. Par exemple, pour les jours 251 et 252 on remarque que la température simulée est inférieure à l'observation. Ceci vient du forçage radiatif utilisé dans le modèle. Le rayonnement incident utilisé a été mesuré sur un site ponctuel et ne semble pas représentatif à l'échelle du pixel MSG. Ainsi, un système nuageux localisé est probablement à l'origine de l'enregistrement d'un faible rayonnement solaire incident et donc d'une température de surface modélisée qui sous-estime la mesure de MSG.

La figure 5.5 représente les cartes de corrélations, d'erreurs (RMSE) et de biais ($LST_{sim} - LST_{obs}$) mensuels entre les cycles simulés de température de surface et les cycles observés par MSG.

On remarque tout d'abord une corrélation forte (0.7 à 0.85) et un biais faible (-1.5 à 2K). L'erreur moyenne quadratique est cependant assez forte (3 à 5K).

On observe également une amélioration des trois critères choisis au cours du temps et en particulier au mois d'octobre. On l'attribue à une plus grande fiabilité des observations. En effet, comme nous l'avons déjà mentionné, la température de surface MSG est fortement sensible à la présence de nuages. En saison des pluies, les nuages sont très fréquents et les cycles diurnes fortement perturbés. En revanche à partir d'octobre, les phénomènes nuageux deviennent rares ce qui induit une meilleure qualité de la mesure du capteur SEVIRI mais également de la mesure de rayonnement solaire incident qui devient représentatif à une échelle plus grande.

Par ailleurs, si l'on regarde plus en détail les cartes de la figure 5.5 en comparaison avec l'occupation du sol, on constate que les plus forts biais et RMSE sont observés sur les mailles où les plateaux dominent. On a toujours un biais positif sur ces pixels ce qui signifie que le modèle surestime les températures. Ce phénomène peut être attribué au forçage atmosphérique homogène utilisé, en particulier pour la température de l'air et l'intensité du vent. En effet les mesures de température et de vent proviennent de la station de mesures installée sur la parcelle de jachère à Wankama, or l'altitude joue un rôle non négligeable sur ces deux variables. Le vent est en général plus fort au sommet des plateaux et la température de l'air plus faible. Ces deux effets favorisent la dissipation d'énergie par le flux de chaleur latente et sensible, et conduisent ainsi à des températures de surface simulées plus faibles. On voit donc ici une autre limite de la modélisation due à l'utilisation d'un forçage météorologique localisé et unique. On ne peut exclure également un effet de la paramétrisation de l'albédo du sol (propriétés optiques homogènes sur les plateaux d'une part et dans les vallées d'autre part).

La figure 5.6 représente la comparaison des températures de surface estimées et observées par les instruments SEVIRI/MSG (en haut) et MODIS (en bas) sur la période [juillet-décembre]. Nous avons séparé ici les données acquises de jour (entre le lever et le coucher du soleil) et les données acquises la nuit.

On remarque un bon accord entre les données MSG et les simulations, le coefficient de corrélation est de 0.84 le jour et 0.93 la nuit, le biais est pratiquement nul ($< 0.6K$). Cependant on remarque une légère tendance du modèle à surestimer les fortes températures et à sous-estimer les faibles températures.

La comparaison avec les données MODIS est nettement moins bonne, un très fort biais est observé (4.6K du jour et 2K de nuit) et le modèle semble surestimer les fortes températures en particulier de jour. De plus la dispersion du nuage de points est plus importante (RMSE plus grand) que dans le cas de la comparaison avec les données MSG. La comparaison entre les températures MSG et MODIS (cf 4.5.2) a déjà montré de fortes disparités attribuées (selon Madeira et al., 2005) à des différences d'émissivité et/ou à un mauvais traitement des nuages et des zones d'ombre. Ne disposant que de 4 mesures MODIS par jour au maximum, nous ne pouvons filtrer et lisser les données comme nous l'avons fait pour les observations MSG. Il est donc probable que les différences observées soient liées

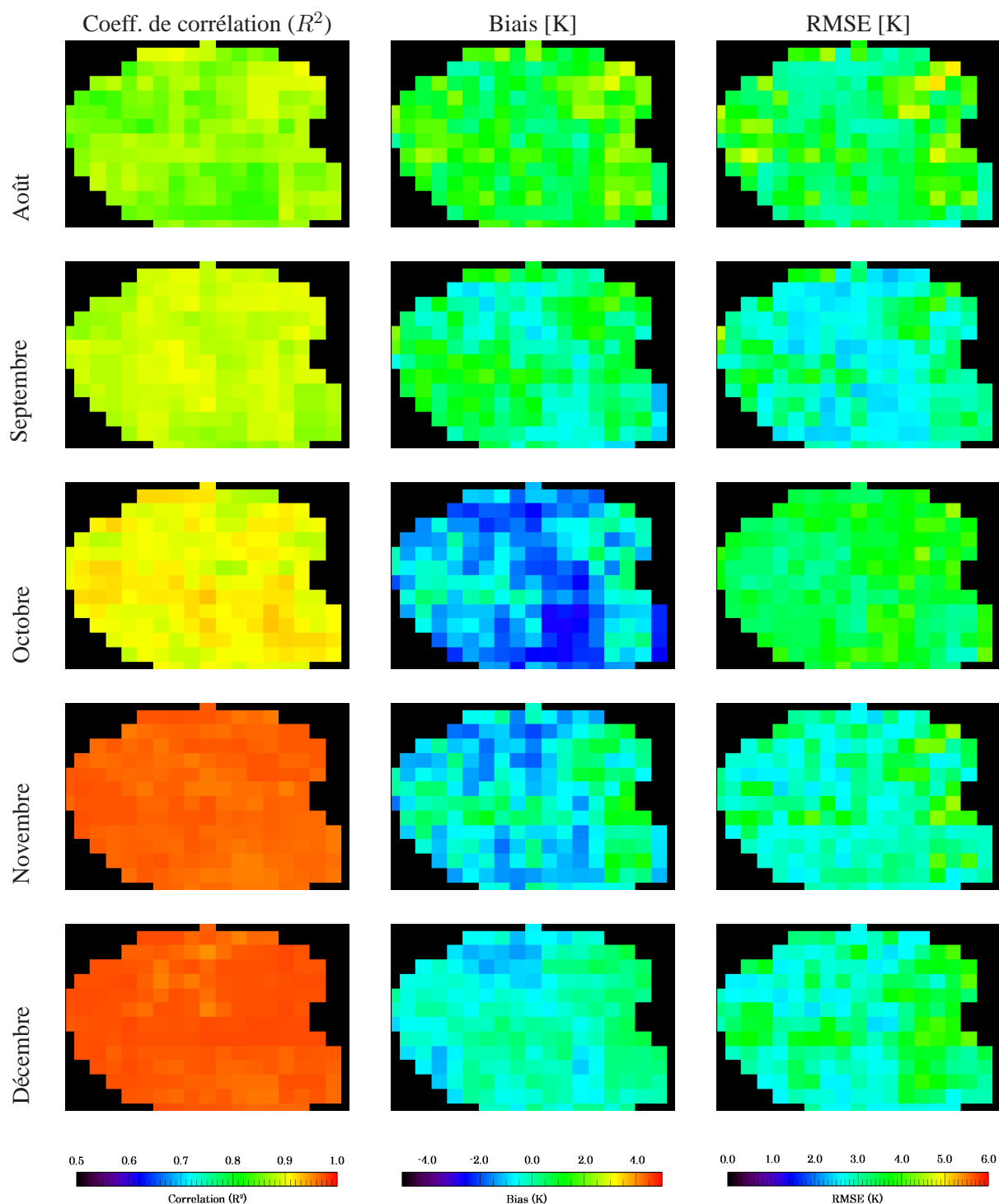


FIG. 5.5 – Cartes de corrélations, biais et RMSE de la comparaison entre les températures de surface simulées et estimées grâce aux données MSG

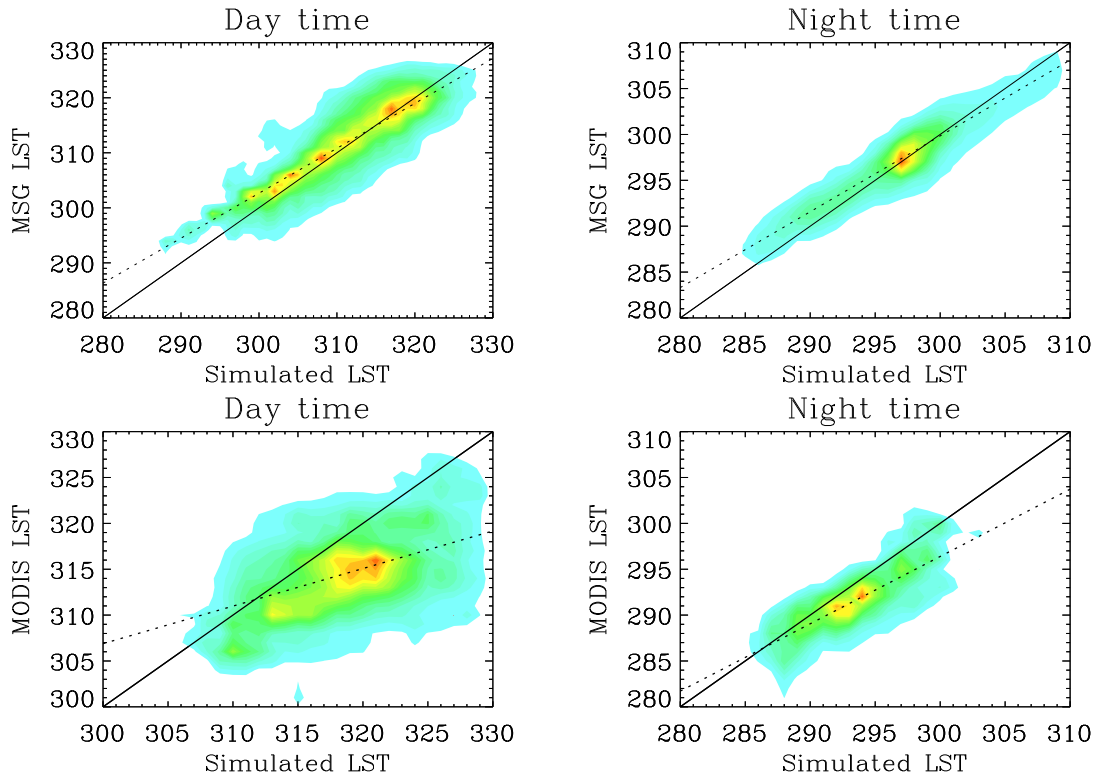


FIG. 5.6 – Comparaison des températures de surface MSG/simulations en haut et MODIS/simulations en bas sur la période [août-décembre]

aux nuages résiduels (non détectés sur les données MODIS).

La comparaison des températures de surface simulées par le modèle SEtHyS_Savannah avec les températures observées par satellite fournit un premier élément de validation. Si l'on fait abstraction du biais important observé entre les données MSG et MODIS, les résultats des comparaisons obtenus sont assez similaires. Les corrélations et biais meilleurs par rapport aux données MSG peuvent être en partie attribués à un phénomène de "lissage" dû à la taille des pixels (3km pour MSG et 1km pour MODIS). Également, avec les données MSG on a une diminution des problèmes liés à une mauvaise colocalisation. Ceci contribue à une plus faible dispersion du nuage de points dans le cas de la comparaison avec les données MSG.

D'autre part beaucoup de paramètres sont directement ou indirectement liés à l'estimation de la température de surface, et il est certainement possible d'obtenir un ensemble de paramètres conduisant à une meilleure estimation de la température de surface.

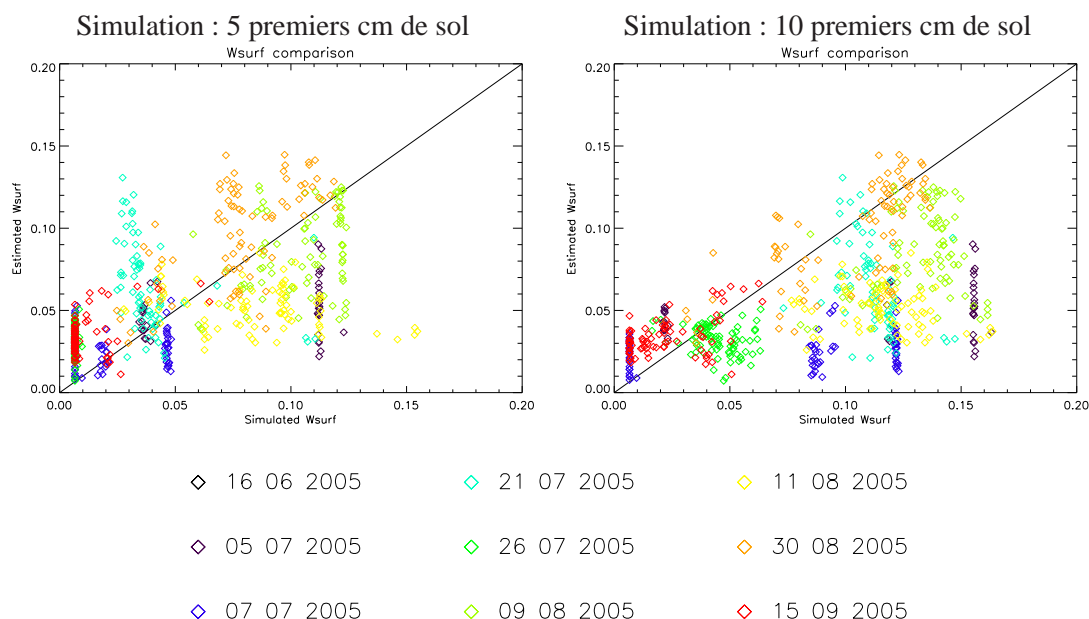


FIG. 5.7 – Comparaison des humidités de sol simulées à deux profondeurs (5cm à gauche et 10cm à droite) aux humidités de surface estimées à partir des données ASAR

L'humidité de surface

Des comparaisons ont été effectuées entre l'humidité de surface simulée par le modèle et l'humidité estimée à partir des données du capteur ASAR/ENVISAT. On a représenté sur la figure 5.7 en ordonnée l'humidité ASAR et en abscisse l'humidité simulée dans les 5 premiers centimètres (graphe de gauche) et dans les 10 premiers centimètres (graphe de droite). Chaque couleur représente la date à laquelle a été acquise l'image ASAR.

Les humidités ASAR ont été agrégées à 1km de résolution. Les mailles du modèle où l'humidité ASAR a été estimée sur moins d'un tiers de la surface ont été éliminées de la comparaison pour avoir une certaine représentativité de l'humidité à l'échelle de la maille. D'autre part, le signal radar étant sensible à la rugosité, nous avons éliminé les mailles où les plateaux représentent plus de 20% de la surface afin de ne pas prendre en compte les éventuels pixels qui n'auraient pas été supprimés dans la procédure d'estimation de l'humidité ASAR. Enfin, nous n'avons gardé que les mailles où le sol nu représente plus de 40% de la surface car l'estimation ASAR est de meilleure qualité sur les zones non couvertes par de la végétation.

Les résultats montrent une forte dispersion. Il faut tout d'abord noter que les estimations ASAR ont une précision de l'ordre de 2 à 3%. En effet le signal mesuré par le radar est très sensible à la végétation et en particulier lorsque le sol est sec. L'impact de la présence d'une végétation éparse est non négligeable. Les sols secs peuvent donc apparaître plus humides qu'ils ne le sont en réalité. Sur les sol humides, le signal radar étant fort, l'impact d'une végétation résiduelle a moins d'importance.

La variabilité spatiale de l'humidité simulée par le modèle est faible, on peut le voir sur différentes dates "humide" ou "sèche". Elle est probablement sous-estimée à cause du manque de variabilité des précipitations mais également à cause du forçage météorologique homogène sur tout le super-site. En effet, on a vu que la pluie enregistrée sur un pluviographe est attribuée à une aire d'influence correspondant aux polygones de Thiessen. Ainsi, comme le montre la figure 5.2 du paragraphe 5.2.1, on distingue des "patch" à l'intérieur desquels, toutes les mailles reçoivent la même quantité de pluie. Ceci est un choix de modélisation qui n'est bien sûr pas réaliste.

Par contre, on observe une très forte hétérogénéité sur toutes les images radar. Ceci ne peut pas toujours être lié à une forte hétérogénéité des pluies (et donc de l'humidité de surface). Le signal radar n'est donc clairement pas corrigé totalement des effets de la végétation.

D'autre part, certains événements pluvieux n'ont pas été enregistrés. Ce problème explique les cas où l'estimation ASAR surestime l'humidité simulée par le modèle.

Enfin, la représentation du mulch de surface induit par son formalisme une certaine incertitude sur l'humidité de surface simulée. Rappelons que le mulch est une couche de sol totalement sèche qui se forme en surface. Cette couche n'échange pas d'eau avec les couches de sol au dessus et en dessous par drainage ou diffusion de l'eau liquide. Ainsi immédiatement après une pluie, l'humidité de la couche de sol située au dessus d'un mulch est supposée égale à l'humidité à la capacité au champ (0.2%). Inversement si aucun événement pluvieux n'intervient pendant plusieurs jours, l'humidité moyenne de surface simulée dans les 5 premiers centimètres est très faible compte tenu de l'épaisseur du mulch. Si l'on considère l'humidité des 10 premiers centimètres, elle est plus importante car on prend alors en compte la couche humide au dessous du mulch. Ce phénomène explique pourquoi on observe sur le graphe de droite (figure 5.7) un nuage de points décalé vers les fortes valeurs d'humidité simulée.

L'historique des pluies va donc jouer un rôle important sur les résultats de cette comparaison. Sur un mulch développé, une faible pluie aura peu d'influence sur l'humidité simulée (surtout à 10 cm), en revanche si elle intervient juste avant l'acquisition de l'image ASAR, elle aura une influence importante sur l'humidité estimée. Inversement une forte pluie intervenant longtemps avant l'acquisition de l'image aura peu d'influence sur le signal radar, mais dans le modèle le sol sera humidifié en profondeur et donc engendrera une humidité plus importante des 5 ou 10 premiers centimètres.

5.2.3 Conclusions et perspectives

Les données de télédétection ont ainsi permis de mettre en place une modélisation à l'échelle régionale avec une résolution importante (20m pour la carte d'occupation des sols et les cartes de LAI). Le choix s'est porté sur une modélisation de type mosaïque car cette méthode permet de garder le bénéfice des données haute résolution tout en limitant le temps de calcul.

Les paramètres ont été fixés en accord avec la littérature, seuls trois paramètres sont dépendants de la classe de végétation. Les variables de forçage atmosphérique (rayonnement solaire incident, rayonnement atmosphérique, vent et humidité de l'atmosphère) ont été considérées homogènes sur

l'ensemble de la zone d'intérêt. Néanmoins, nous disposons d'un ensemble de relevés pluviométriques (près de 20 pluviographes dans le périmètre du super-site) ce qui nous donne une relative précision quant au forçage des pluies. La description des pluies est particulièrement importante dans les modèles de surface en zone semi-aride. En effet compte tenu de l'hétérogénéité de la distribution spatiale des pluies à fine échelle (quelques dizaines de kilomètres) il ne serait pas raisonnable de considérer une pluie homogène. Nous avons opté dans un premier temps pour une méthode simple d'interpolation des pluies : la méthode des polygones de Thiessen. L'avantage de cette méthode est de conserver l'intensité des pluies mesurées ce qui présente un réel intérêt pour l'estimation du ruissellement. Par contre elle provoque des discontinuités spatiales fortes ce qui induit certaines difficultés pour simuler le bilan hydrique.

Les données de télédétection ont également permis d'évaluer partiellement la qualité de la simulation. L'humidité de surface d'une part a pu être comparée avec l'estimation faite à partir des données du capteur ASAR/ ENVISAT (voir 4.3). Les résultats de cette comparaison sont mitigés. Plusieurs causes, liées au fonctionnement du modèle et à la qualité des estimations, sont responsables de la faible corrélation observée. Comme nous l'avons montré au paragraphe 5.2.2, l'interprétation des résultats est rendue difficile par le fait que différents facteurs ont des effets antagonistes.

D'autre part la température de surface simulée a été comparée aux produits MSG et MODIS. Les résultats sont satisfaisants et encourageants, en particulier en ce qui concerne les données MSG. Une perspective intéressante serait d'étalonner les paramètres du modèle en se basant sur le température de surface MSG qui permet un suivi diurne. Coudert et al. (2006b,c) ont établi une méthode permettant d'étalonner les paramètres du modèle SEtHyS à l'aide des caractéristiques du cycle diurne des températures de brillance observées par MSG (pentes, amplitudes, maximum). Cette méthode a été développée grâce à la base de données Alpilles-ReSeDA. Elle a ensuite montré des résultats encourageants dans le cadre du programme CITRAM (Conseil à l'Irrigant par télédétection Radar et Modélisation) où elle a été spatialisée (Coudert et al., 2007).

5.3 Études de sensibilité

Deux études de sensibilité ont été menées. Tout d'abord une étude de l'impact de l'interpolation des données de pluies ponctuelles sur le bilan hydrique, puis une étude de l'impact du changement d'occupation du sol.

5.3.1 Sensibilité à la méthode d'interpolation des pluies

La pluviométrie est sans doute le facteur principal qui contrôle le bilan hydrique en zone semi-aride. Les conditions de surface et le rayonnement solaire important vont permettre à l'eau de s'évaporer rapidement. La recharge des stocks d'eau du sol va donc dépendre en premier lieu de l'intensité et du

cumul des pluies. Les données de pluies dont nous disposons sont ponctuelles, réparties sur la zone d'étude. La question que l'on s'est posée est : le modèle est-il sensible ou non à la méthode d'interpolation utilisée ?

Pour y répondre nous avons effectué trois simulations pour lesquelles nous avons changé le forçage des pluies dans le modèle.

– **Expérience 1 : Pluie homogène**

Chaque maille reçoit la même quantité d'eau. Une station au milieu de la zone d'étude fournit le forçage.

– **Expérience 2 : Méthode du plus proche voisin ou méthode Thiessen**

Chaque maille du modèle reçoit la pluie enregistrée par le pluviographe le plus proche. C'est la méthode utilisée dans la simulation présentée au paragraphe 5.2

– **Expérience 3 : Interpolation des pluies par une méthode barycentrique**

Chaque maille du modèle reçoit une pluie égale à la moyenne des pluies des trois plus proches pluviographes pondérée par l'inverse de la distance de la maille considérée au pluviographes. A tout instant on écrit :

$$\hat{P}(m_0) = \sum_{i \in V(s_0)} \frac{1/|s_i - m_0|}{\sum_{i \in V(s_0)} 1/|s_i - m_0|} \quad (5.6)$$

où $\hat{P}(m_0)$ est la pluie estimée à l'endroit de la maille m_0 , $V(s_0)$ est l'ensemble des trois pluviographes les plus proches de la maille m_0 et $|s_i - m_0|$ est la distance entre la maille m_0 et le pluviographe s_i .

Les résultats en termes de bilan d'eau sont représentés sur la figure 5.8. Bien que le cumul de pluie moyen sur la zone soit proche dans les trois expériences, le bilan hydrique de l'expérience 1 est très dépendant du choix du pluviographe. Dans le cas présenté ici, pratiquement aucune pluie n'est enregistrée durant le mois de juin et la quasi totalité des pluies est tombée en juillet, août et septembre. Le ruissellement est concentré au mois de juillet et la recharge du stock d'eau dans le sol se fait au cours du mois de juillet.

En ce qui concerne l'expérience 2 et 3, on remarque que le modèle simule moins de ruissellement et plus d'évapotranspiration lorsque les pluies sont interpolées (Expérience 3). Cette constatation était attendue puisque le fait d'interpoler les pluies engendre un certain lissage de l'intensité. En effet, dans l'expérience 3, la pluie résultante sur une maille est la moyenne des enregistrements des trois pluviographes voisins. Cependant si les trois pluviographes n'enregistrent pas simultanément des pluies alors l'intensité est beaucoup plus faible que l'intensité maximale enregistrée par les trois pluviomètres.

Le tableau 5.4 donne les cumuls annuels des termes du bilan hydrique pour chacune des expériences. On remarque que l'expérience 2 affiche près de 5% de plus de ruissellement que l'expérience 3. Ce ruissellement perdu est transformé en évapotranspiration car la variation de stock d'eau dans le sol est

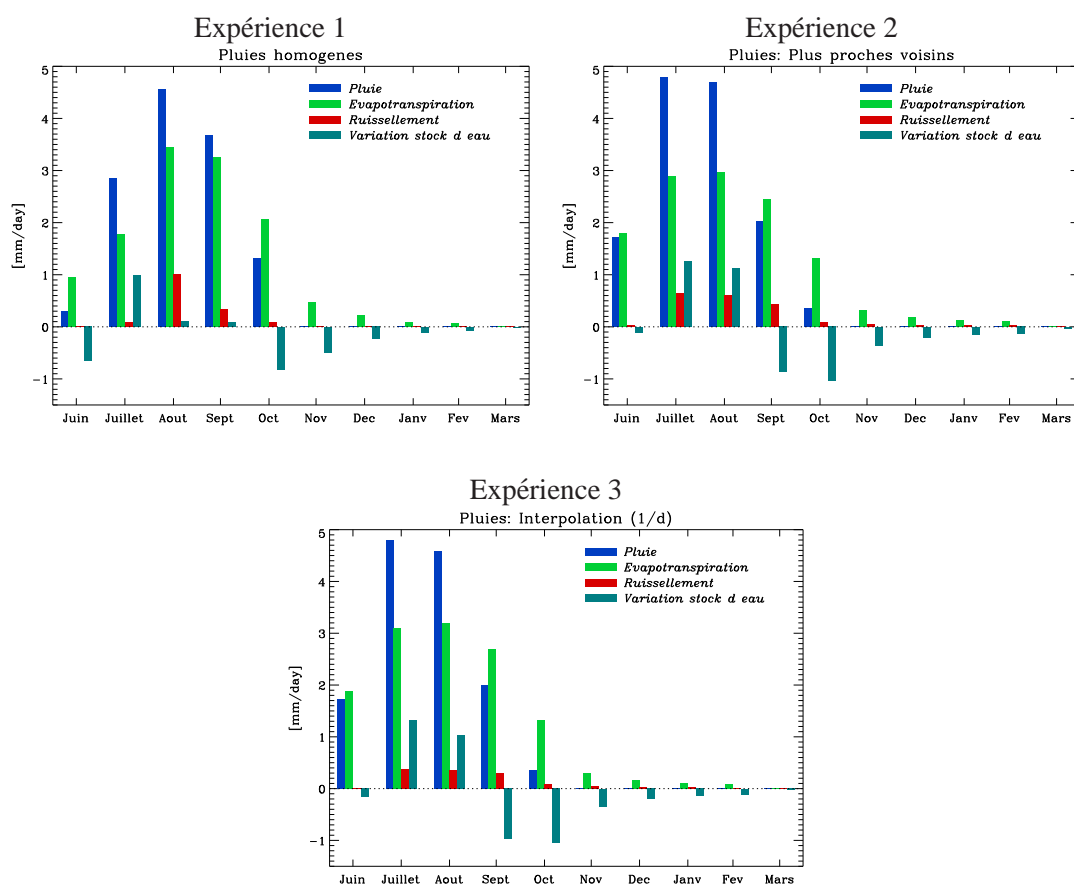


FIG. 5.8 – Bilan hydrique des expériences 1, 2 et 3

TAB. 5.4 – Cumul annuel des termes du bilan hydrique moyen sur le super-site pour les trois expériences

	Expérience 1		Expérience 2		Expérience 3	
	Cumul [mm]	% pluies	Cumul [mm]	% pluies	Cumul [mm]	% pluies
Pluie	385	100	388	100	385	100
Évapotranspiration	362	94	342	88	362	94
Ruissellement + drainage	48	12	59	15	38	10
Variation du stock d'eau dans le sol	-26	-6	-13	-3	-15	-4

sensiblement la même.

Il est difficile de savoir si l'une ou l'autre des expériences est meilleure. Néanmoins nous avons

comparer les humidités de surface à 5 et 10 centimètres par rapport aux estimations ASAR comme nous l'avons déjà fait pour l'expérience 2 au paragraphe 5.2.2.

Les résultats sont donnés dans le tableau 5.5 pour les expériences 2 et 3. On remarque que l'expérience 3 affiche des résultats légèrement meilleurs en terme de corrélation. Les précipitations étant plus lissées, la dynamique spatiale de l'humidité simulée par le modèle est donc plus importante.

TAB. 5.5 – Comparaison de l'humidité simulée et de l'humidité estimée par ASAR pour les expériences 2 et 3

	Expérience 2		Expérience 3	
	W (5cm)	W (10cm)	W (5cm)	W (10cm)
Coefficient de corrélation	0.59	0.52	0.62	0.55
RMSE (m^3/m^3)	0.034	0.052	0.035	0.059

En conclusion, le modèle affiche une grande sensibilité au choix de la méthode utilisée pour spatialiser les mesures ponctuelles de pluie. Les résultats montrent d'importantes différences dans la simulation du ruissellement et de l'évapotranspiration. Cette étude doit nous inciter à porter une attention particulière à la spatialisation des pluies. Beaucoup d'autres méthodes sont envisageables. On peut citer par exemple la méthode d'interpolation par voisinage naturel due à Sibson (1981) ou des méthodes plus complexes telle que l'interpolation à l'aide de splines ou le krigeage (Matheron, 1962, 1963a,b) basé sur une analyse variographique pour estimer la structure de dépendance spatiale de la pluie. Cette dernière méthode donne des résultats fiables (Baillargeons, 2005) mais sa mise en œuvre nécessite l'intervention humaine pour analyser chaque événement pluvieux séparément. Des travaux utilisant des méthodes similaires ont été effectués par Guillot et al. (1999a,b) ou Onibon (2001) grâce à des données acquises dans la même région. Cependant ces études ont été faites à l'échelle de l'événement pluvieux et ne fournissent pas des champs de pluies toutes les 5 minutes. Une approche basée sur des hyetogrammes types a été proposée pour la désagrégation temporelle de la pluie par Balme et al. (2006) et utilisée pour analyser la sensibilité de la réponse hydrologique à la précision spatio-temporelle du champs pluviométrique (Vischel et Lebel, 2007). Cette méthode donne de meilleurs résultats mais demande un travail certain pour sa mise en œuvre.

5.3.2 Sensibilité à l'occupation des sols

La tendance démographique actuelle, accroissement de la population, au Niger est conjointe à un développement des cultures et un déboisement des zones de plateaux et de vieille jachère. Les observations de terrain des dernières décennies font en effet état d'une diminution du nombre d'arbres et d'arbustes de grande taille. Parallèlement on constate une diminution de la durée de mise en jachère

des terres agricoles.

Nous avons voulu savoir si notre modèle est sensible à un changement de l'occupation des sols. Pour cela nous avons artificiellement modifié les classes de végétation en conservant le forçage atmosphérique défini dans l'expérience 2. Deux expériences ont été menées :

L'expérience 4

Cette expérience correspond à un scénario passé d'occupation des sols. Nous nous sommes basés sur les changements décrits par Leblanc et al. (2007) ou Massuel (2005) : entre 1950 et 2007 on observe une diminution de 40% de la végétation arborée sur les plateaux et 40% de la végétation dense des vallées. Ainsi nous avons effectué les changements de classes suivant :

- Végétation dense sur plateau \Rightarrow +40% pris sur le sol nu des plateaux
- Vieille jachère \Rightarrow +40% pris sur les cultures et sur la jeune jachère

L'expérience 5

L'expérience 5 correspond à un scénario futur d'occupation des sols. On extrapole l'évolution observée depuis 1950, et on effectue les changements de classe suivant :

- Végétation dense sur plateau \Rightarrow Végétation claire sur plateau
- Vieille jachère \Rightarrow Jeune jachère
- Jeune jachère \Rightarrow Culture

Pour ces deux expériences, le LAI est celui de 2005 estimé à partir des images SPOT, et les paramètres sont ceux décrit au paragraphe 5.1.2. Dans l'expérience 5 les deux premières permutations ont un impact non négligeable sur la représentation de la végétation, car les cycles moyens de LAI sont nettement différents entre les deux types de végétation sur les plateaux d'une part et entre la vieille et la jeune jachère d'autre part. Le changement de la classe *jeune jachère* en *culture* est significatif en terme de conductivité hydraulique à saturation (jeune jachère : $k_{sat} = 5.56 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}$; culture : $k_{sat} = 3.6 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}$). Le forçage atmosphérique est le même que pour l'expérience 2.

Les résultats en terme de bilan hydrique annuel sont présentés dans le tableau 5.6. On remarque une légère augmentation du ruissellement en même temps qu'une diminution de l'évapotranspiration. Ainsi, la tendance à la déforestation observée depuis les années 1950 induirait un plus fort ruissellement. Néanmoins l'impact du changement d'occupation du sol sur le bilan hydrique est assez faible. Comme nous l'avons montré dans notre étude locale (cf chapitre 3), la contribution du sol en terme de flux de chaleur latente total prédomine sur la contribution de la végétation à cause des faibles valeurs LAI observées. Les propriétés du sol étant invariantes dans les expériences menées, il est cohérent d'observer peu de changements dans le bilan hydrique. Ces variations sont donc probablement sous-estimées. Une expérience plus réaliste consisterait à définir de nouveaux paramètres de sol,

en particulier il faudrait diminuer la conductivité hydraulique à saturation afin de tenir compte de la dégradation des sols par érosion et la formation de croûte de battance (dépôt de particules fines en suspension dans l'eau).

TAB. 5.6 – Cumul annuel des termes du bilan hydrique moyen sur le super-site pour les trois expériences

	Expérience 4		Expérience 2		Expérience 5	
	Cumul [mm]	% pluies	Cumul [mm]	% pluies	Cumul [mm]	% pluies
Pluie	388	100	388	100	388	100
Évapotranspiration	345.5	89	342	88	335	86
Ruissellement + drainage	57.5	14.5	59	15	64	16.5
Variation du stock d'eau dans le sol	-14	-3.5	-13	-3	-11	-2.5

Les cartes des figures 5.9 et 5.10 viennent compléter ces résultats, on y a représenté les différences (en moyenne journalière) entre *expérience 2* et *expérience 5* des flux d'évapotranspiration, ruissellement, flux de chaleur sensible et rayonnement net. Deux zones sont particulièrement intéressantes car assez homogènes en terme de classe d'occupation du sol. Au nord de la zone d'étude, on observe un fort déficit d'évapotranspiration corrélé avec une augmentation du ruissellement et du flux de chaleur sensible et une diminution du rayonnement net. Cette zone est occupée en majorité par de la vieille jachère qui dans l'*expérience 5* est remplacée par de la jeune jachère dont le *LAI* est moindre. Le sol est donc plus humide (car la transpiration est plus faible) ce qui conduit à une augmentation du ruissellement.

Dans le Sud Ouest du super-site, la jeune jachère domine, elle est remplacée dans l'*expérience 5* par de la culture. La conductivité hydraulique à saturation est légèrement plus importante ce qui conduit à un ruissellement plus fort et donc à un sol plus sec. En conséquence l'évapotranspiration est plus faible et le flux de chaleur sensible est plus fort. Le rayonnement net est peu changé car la densité de végétation est sensiblement la même.

Cette étude montre que malgré une paramétrisation très simple (peu de paramètres variables d'une classe à l'autre), le modèle est sensible à un changement des états de surface. La tendance actuelle au déboisement et à l'extension des parcelles cultivées conduit à une augmentation du ruissellement. C'est un résultat auquel on pouvait s'attendre, néanmoins il est encourageant vis à vis du développement du modèle.

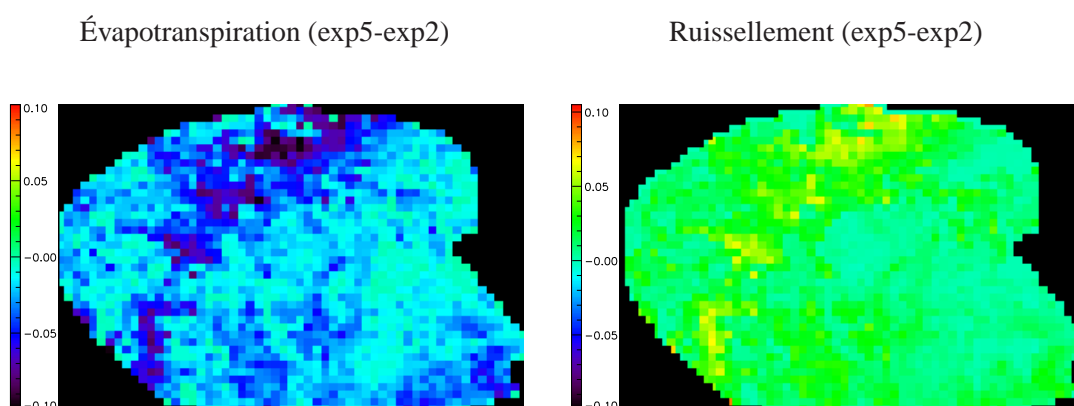


FIG. 5.9 – Différence d'évapotranspiration et ruissellement entre les expériences 2 et 5 (exp5-exp2) en mm

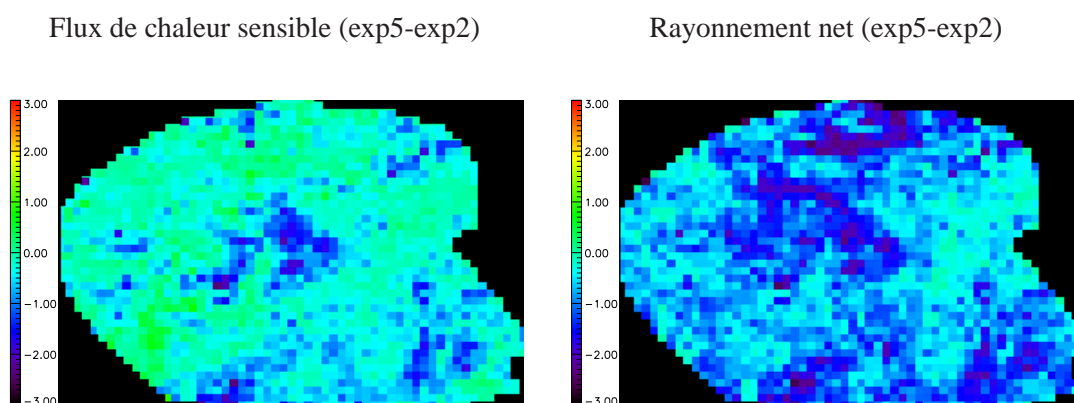


FIG. 5.10 – Différence de flux de chaleur sensible et rayonnement net entre les expériences 2 et 5 (exp5-exp2) en W/m^2

5.3.3 Conclusions et perspectives

Le modèle SETHyS_Savannah a pu être spatialisé et validé à l'échelle régionale avec l'aide conjointe de données de télédétection (SEVIRI/MSG, SPOT/HRV et ASAR/ENVISAT) et de données *in situ* (réseau de pluviographes).

On s'attend à ce que les choix faits pour fixer les paramètres, établir les cycles de LAI et interpoler les données de pluies aient un impact non négligeable sur la simulation des bilans énergétiques et hydriques. Dans cette optique deux tests de sensibilités très simples ont été menés.

Le premier concerne l'impact de la méthode d'interpolation des pluies. La connaissance de la répartition spatiale des pluies est un problème complexe, en particulier en région sahélienne où l'on observe des événements convectifs de petites tailles. Pour forcer un modèle, il est important de représenter au mieux la répartition spatiale de l'intensité des précipitations car elle conditionne le

ruissellement et l'infiltration. Trois types de forçage des précipitations ont été testés afin de voir d'une part si le modèle est sensible, et d'autre part pour estimer quantitativement l'importance du choix de la représentation des pluies dans le modèle. Cette étude a montré qu'il est important de choisir avec soin la méthode d'interpolation des pluies. Néanmoins seules des méthodes très simples ont été testées, et il serait intéressant d'étudier les différences de simulations réalisées avec une méthode simple (type polygones de Thiessen) et une méthode de krigeage plus complexe.

Le deuxième test de sensibilité concerne l'occupation du sol. Une simulation a été effectuée en considérant une augmentation des surfaces agricoles et simultanément une diminution des surfaces à végétation dense (brousse tigrée et vieille jachère). Le modèle a montré une sensibilité non négligeable au changement d'occupation du sol, ou plutôt de végétation car on ne modifie pas les propriétés du sol. Les résultats montrent une augmentation du ruissellement et une diminution de l'évapotranspiration. Il serait intéressant maintenant de choisir des paramètres qui prennent en compte une modification de la structure et de la composition du sol.

Ces résultats sont encourageants car ils montrent que le modèle SEtHyS_Savannah, malgré une paramétrisation simple, peut être utilisé pour prédire l'impact d'un changement d'occupation du sol et donc de la pression anthropique sur la simulation des bilans hydriques en particulier. Cependant une paramétrisation plus fine serait certainement profitable à de telles études. Un étalonnage basé sur l'analyse des cycles diurnes de température de surface peut permettre un ajustement plus précis des paramètres et permettre une description plus fine des états de surface.

Conclusions et perspectives

La simulation des bilans d'eau et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère en zone semi-aride présente un certain challenge. Les objectifs principaux de la thèse étaient de mieux comprendre quel est l'impact de l'hétérogénéité de la surface et des précipitations sur la résolution de ces bilans, et quels sont les processus prédominants à prendre en compte dans les schémas de surface.

Développement et validation du modèle SEtHyS_Savannah

Dans un premier temps le modèle SEtHyS, développé depuis de nombreuses années au CETP, a été adapté pour mieux représenter les zones sahéliennes. A l'origine, le modèle SEtHyS est un modèle qui permet de simuler des couverts homogènes (une strate de végétation uniforme). Le sol y est représenté par une couche de 10 cm en surface incluse dans une profondeur de sol totale. Le phénomène de drainage profond, n'est pas représenté, et le ruissellement n'intervient que si la couche superficielle est totalement saturée d'eau. Ces paramétrisations, suffisantes lorsqu'il s'agit de représenter les échanges d'eau dans des régions agricoles aux sols profonds et limoneux, ne sont plus utilisables pour des sols sableux des régions semi-arides. Ce modèle est couplé à un modèle de transfert radiatif, qui permet de distribuer l'énergie (solaire et atmosphérique) incidente entre la végétation et le sol. Ce modèle de transfert radiatif prend en compte les interactions multiples entre le sol et la végétation.

Ainsi le modèle SEtHyS a fait l'objet de nombreuses modifications afin de pouvoir simuler les paysages très hétérogènes du Sahel. En particulier, au niveau des déplacements de l'eau dans le sol, plusieurs modifications s'imposaient. En effet, les sols sahéliens sont en majorité composés de sables et les phénomènes d'infiltration/ruissellement sont très dépendants de l'intensité des pluies. En résumé les modifications apportées au modèle sont :

- Ajout d'une strate de végétation pour représenter les couverts hétérogènes composés d'une végétation basse (herbe) et d'une végétation haute (plant de guiera ou mil). Le modèle de transfert radiatif couplé a été modifié en conséquence pour prendre en compte les réflexions multiples entre les strates de végétation et le sol.
- Prise en compte des phénomènes de ruissellement et drainage par l'introduction du modèle simplifié de Green & Ampt. Ce modèle permet de calculer la capacité d'infiltration d'un sol à partir du contenu en eau de la surface.

- Description d'un mulch de surface qui contrôle les échanges d'eau entre le sol et l'atmosphère via une résistance à l'évaporation. Le mulch est une couche de sol totalement sèche, cette couche évolue en fonction des pertes et gains d'eau du sol (évaporation, précipitation).

Le modèle ainsi créé a été baptisé SETHyS_Savannah. Il est contraint par 28 paramètres et 8 conditions initiales.

Les mesures acquises dans le cadre de la campagne de mesures AMMA ont permis de mettre en place un jeu de données pour forcer et valider le modèle localement sur deux parcelles (mil et jachère). Plus précisément, le jeu de données de forçage est constitué des variables météorologiques (température et humidité de l'air, intensité du vent, rayonnements solaire et atmosphérique et précipitations) et des paramètres de végétation (*LAI* et hauteur) pour lesquels des incertitudes subsistent (les mesures concernent une seule strate de végétation). Pour la validation du modèle, nous disposons des mesures de flux turbulents, du flux de chaleur dans le sol (à 10cm, non ramené à la surface), du rayonnement net et de l'humidité du sol (non étalonnée).

La première étape a consisté à optimiser les paramètres du modèle par la méthode d'étalonnage multicritères attachée au modèle SETHyS par Coudert et al. (2006). Les résultats de l'étalonnage ont montré que seuls les paramètres liés au sol sont sensibles. Néanmoins de fortes différences ont été observées entre les deux sites. Des comparaisons annuelles ont été effectuées entre les simulations et les observations de flux turbulent, de chaleur dans le sol et le rayonnement net. Elles ont montré que la simulation des flux est meilleure sur le site de mil que sur le site de jachère. On explique cette différence par une plus grande hétérogénéité de la végétation sur le site de jachère. D'autre part, on a pu mettre en évidence une amélioration des simulations de notre modèle par rapport à l'ancienne version. Cette amélioration est visible sur les comparaisons annuelles mais aussi sur les comparaisons journalières des cycles diurnes des termes du bilan d'énergie. En effet, on a montré en particulier que le modèle SETHyS_Savannah permet de mieux représenter la dynamique journalière de l'évapotranspiration.

Cependant la validation n'est que partielle car on ne dispose pas encore des mesures d'humidités étalonnées dans le sol qui auraient été intéressantes d'une part pour valider le bilan hydrique, et d'autre part pour permettre un étalonnage plus robuste des paramètres.

Il semble, en conclusion, que l'introduction de la représentation d'un mulch de surface présente un réel intérêt quant à la modélisation des termes du bilan d'énergie. L'ajout d'une seconde strate de végétation, n'apporte dans notre cas aucune amélioration sur les variables étudiées. Néanmoins, il est probable qu'au niveau des simulations de flux de CO_2 on puisse observer une amélioration car notre modèle permet de prendre en compte deux végétations ayant des comportements photosynthétiques différents. Le modèle SETHyS_Savannah serait alors un outil intéressant pour mieux comprendre le cycle du carbone et des gaz à effet de serre et mieux prévoir leur évolutions en fonction de la variabilité climatique en Afrique sub-saharienne.

Spatialisation du modèle

L'étude des bilans d'énergie et d'eau sur de grandes zones (échelle régionale ou grande échelle) est rendue difficile par le manque de données spatialisées pour forcer et valider les résultats. La télédétection offre de nombreuses possibilités dans ce domaine.

Pour établir une modélisation à l'échelle du super-site AMMA/Niger nous nous sommes donc appuyés sur des données de différents capteurs pour lesquels nous avons utilisé et développé des méthodes spécifiques de traitement. Une carte d'occupation des sols est indispensable pour définir les différents modes de fonctionnement du modèle. Elle a été calculée à l'aide d'une image SPOT/HRV par la combinaison de différentes méthodes de classification. La série d'images SPOT/HRV acquise durant la saison des pluies 2005 a également permis d'estimer le cycle saisonnier du *LAI*, paramètre de forçage du modèle, grâce à la méthode développée par Baret et al. (2007a, 2007b). La carte d'occupation des sols et les cartes de *LAI* ont été validées par des relevés terrain. Ainsi, en combinant les données de télédétection et les mesures *in situ* d'une station météorologique et du réseau de pluviographes, nous avons pu forcer le modèle à l'échelle du super-site.

Dans l'objectif de valider cette modélisation distribuée, deux variables de sortie du modèle ont été comparées à des produits de télédétection : l'humidité de surface du sol et la température de surface. Une méthode spécifique a été mise en place pour estimer l'humidité de surface à partir des données ASAR/ENVISAT. Nous avons montré que la comparaison avec les sorties du modèle n'est pas très bonne. Le formalisme choisi pour la représentation du mulch, et les incertitudes sur la méthode d'estimation conduisent à une faible corrélation des signaux d'humidité estimée et simulée.

La comparaison des températures de surface simulées avec les produits de température de surface MSG et MODIS apporte un réel élément de validation. Malgré une dispersion forte (2 à 4 K) on a pu observer de fortes corrélations et des biais faibles (avec MSG). Cette comparaison est encourageante car c'est un premier élément de validation d'une variable clef du bilan d'énergie. D'autre part, la comparaison avec les produits MSG est très prometteuse dans une perspective d'étalonnage des paramètres du modèle à partir des caractéristiques du cycle diurne des températures (Coudert et al., 2007) ou d'assimilation.

Dans une dernière phase, nous avons mis en évidence l'impact de la méthode d'interpolation spatiale des précipitations (à partir des mesures ponctuelles du réseau de pluviographes) sur la simulation des variables du bilan hydrique à l'échelle du super-site. Nous avons pu observer ainsi de fortes variations dans la simulation du ruissellement et de l'évapotranspiration. Cette étude souligne par ailleurs le fait que la variabilité de la distribution des précipitations peut avoir un impact non négligeable sur le bilan d'eau. On met ici en évidence une limite de la spatialisation du forçage à partir de données ponctuelles. Des tests doivent maintenant être faits afin de déterminer si une méthode plus complexe d'interpolation des pluies peut apporter une amélioration significative pour la simulation de l'humidité de surface par exemple.

Enfin, un test de sensibilité à l'occupation du sol a été mené. Il a montré qu'un changement d'occupation du sol influence significativement les bilans d'eau et d'énergie.

Le projet ALMIP

Le modèle SEtHyS_Savannah participe également au programme d'intercomparaison de modèles de surface ALMIP (AMMA Land Surface Model Intercomparison, <http://www.cnrn.meteo.fr>). Ce programme a pour objectifs de déterminer quels sont les processus mal représentés dans les différents modèles, comparer les comportements au changement d'échelle et développer une climatologie multi-modèles sur l'Afrique de l'Ouest. Plusieurs simulations ont été réalisées à l'échelle de toute l'Afrique de l'Ouest et d'une sous fenêtre sur une période s'étendant de 2003 à 2006. Des simulations vont être effectuées à fine échelle sur trois sites expérimentaux au Mali, au Niger et au Bénin. Différents forçages ont été utilisés, ils combinent des réanalyses du centre européen de prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF), des données de télédétection (base de données Precip-AMMA) et la base de donnée Ecoclimap (Masson et al., 2003).

Une douzaine de modèles participent à ce projet. Les premiers résultats semblent montrer que SEtHyS_Savannah simule les bilans d'énergie et d'eau correctement en comparaison aux autres modèles participants. Cependant les résultats font actuellement l'objet d'analyse et d'intercomparaison approfondis (Boone et al., 2007).

Bilan

Le modèle SEtHyS_Savannah a été développé à l'échelle locale, puis spatialisé grâce aux données de télédétection spatiale haute résolution, enfin il aura été appliqué à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest dans le cadre du projet ALMIP. Les résultats obtenus montrent que le modèle SEtHyS_Savannah semble capable de simuler correctement les bilans d'eau et d'énergie. A l'échelle locale, certains résultats demandent cependant à être confirmés, en particulier lorsque la base de données de l'étude sera complétée par les mesures étalonnées d'humidité et de flux de conduction dans le sol.

L'étude a également montré que la télédétection spatiale permet de caractériser les états de surfaces, d'estimer certains paramètres d'entrée et de valider certaines variables de sortie des modèles SVAT. La comparaison des températures de surface a montré des résultats encourageants. En revanche les incertitudes concernant les données du capteur ASAR n'ont pas permis de valider correctement l'humidité de surface simulée par le modèle. Pour mieux quantifier les incertitudes, il serait intéressant de comparer les humidité ASAR avec d'autres modèles et éventuellement d'inclure ces données dans le processus d'intercomparaison ALMIP2 (suite du programme ALMIP à fine échelle).

D'autres données de télédétection pourraient être utilisées à l'avenir pour contraindre ou valider la modélisation. On citera par exemple, les données de radars altimétriques pour estimer la hauteur des mares et valider le ruissellement, les données SMOS pour l'estimation de l'humidité de surface

à grande échelle ou encore les données de rayonnement solaire et albédo qui pourraient être utilisées pour forcer le modèle et mieux prendre en compte la variabilité spatiale.

L'étude menée pendant cette thèse pose les bases du modèle SEtHyS_Savannah à partir duquel d'autres études pourront être menées, en particulier il pourrait permettre de répondre à un certain nombre de questions scientifiques comme par exemple : quel est l'impact du changement d'échelle sur la paramétrisation choisie ? Les représentations du mulch et de la végétation en deux strates sont-elles significatives à grande échelle ? Faut-il prendre en compte l'hétérogénéité du paysage à grande échelle ? Comment caractériser et intégrer la variabilité spatiale de l'atmosphère ? etc...

D'autre part, la méthodologie développée durant cette thèse constitue un outil adapté à des études d'impacts à l'échelle régionale. Des études d'impact de changements climatiques ou anthropiques sur la ressource en eau représentent des éléments de réponse très intéressants à mettre à la disposition des décideurs et gestionnaires de la ressource en eau. Ainsi, des outils tels que le notre doivent pouvoir permettre à long terme une meilleure utilisation de la ressource en eau dans une région où la survie des populations en est presque totalement dépendante.

Annexe A

Article 1 : SEtHyS_Savannah : a multiple source land surface model applied to sahelian landscapes

SAUX PICART S., C. OTTLÉ, A. PERRIER, B. DECHARME, B. COUDERT, M. ZRIBI, N. BOULAIN, B. CAPPELAERE, D. RAMIER

Soumis à : *Agricultural and Forest Meteorology*

SEtHyS_Savannah : a multiple source land surface model applied to sahelian landscapes

S. Saux-Picart¹, C. Ottlé², A. Perrier³, B. Decharme², B. Coudert¹, M. Zribi¹,
N. Boulain⁴, B. Cappelaere⁴, D. Ramier⁵

(1) : CETP/IPSL, 10 Avenue de l'Europe, 78140 Vélizy, France

(2) : LSCE/IPSL, Centre d'Etudes de Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

(3) : INAPG, 16 Rue Claude Bernard, 75231 Paris cedex 05, France

(4) : HSM/IRD, 911 avenue Agropolis, BP 64501, 34394 Montpellier cedex 05 – France

(5) : IRD Niamey, Avenue de Maradi, BP 11416, Niamey – Niger

Abstract :

A new version of the SEtHyS SVAT model (Coudert et al., 2006) was developed to model heat and water fluxes over Savannah landscapes. The model handles two vegetation layers (low and high covers) standing above the soil. The soil water transfers were revised in order to improve the simulated hydrology over sahelian and semi-arid regions. Therefore a mulch representation included in a three-layer soil hydrology was chosen. The two versions of the model have been compared at local scale over two instrumented local sites of the AMMA Niger supersite : a fallow and a millet fields equipped with surface fluxes and soil moisture measurements. After a calibration of the model parameters using the Multiobjective Calibration Iterative Process (MCIP) methodology (Demarty et al., 2005, Coudert et al., 2006) on the 2005 dataset, the simulations of the two versions of SEtHyS were compared to observations during the following year (2006). Significant differences were found between the simulations and a better agreement with in situ measurements was observed for the new model. These differences are discussed in relation to the processes parameterizations.

Keywords : plant canopy modelling, surface fluxes, soil surface mulch, SVAT, savannah, Sahel

1. Introduction

The understanding of land-atmosphere processes is crucial in many environmental sciences like hydrology, meteorology or ecology, because these interactions impact the atmosphere dynamics and the water resources, at different spatial and temporal scales. These links are particularly strong in semi arid regions because of the climate characteristics: short time rainy season and strong atmospheric demand. In order to study the land-atmosphere feedbacks in semi-arid zones, various experimental programs have been designed. One can mention as an example, the Semi-Arid Land Surface Atmosphere (SALSA) program (Goodrich et al., 2000) or the Sustainability of Semi-Arid Hydrology and Riparian Areas (SAHRA) program (Sorooshian et al., 2002) and more recently the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA; <http://www.amma-eu.org>) program (Redelsperger et al., 2006) which addresses the West African Monsoon (WAM). The WAM is a coupled land-ocean-atmosphere system characterized by summer rainfall over the continent and winter drought. Apart these seasonal changes, this complex system shows also a large

interannual variability with extreme changes between humid years (before 1970) and drier conditions (post 1970) leading to devastating environmental and socio-economic consequences. In order to understand and quantify the land surface-atmosphere exchanges, a modelling strategy was settled, supported by observations at different scales: field campaigns, aircraft measurements and constitution of a remote sensing database.

Land-atmosphere feedbacks in the WAM have been shown to be of critical importance for atmospheric prediction at various scales. Koster et al. (2004) show the strong coupling between soil moisture and rainfall over the Northern Hemisphere and especially the persistence of soil moisture anomalies over West Africa. At a smaller scale, Taylor and Lebel(1997) noted the persistence effects in the spatial organization of precipitation for successive convective systems. These findings show that it is necessary to develop land surface-atmosphere coupled models for a better understanding of the role of the vegetation on the WAM dynamics in order to better predict its variability. However, land surface modelling in

semi-arid environments is a great challenge for different reasons. The difficulties are linked to the extreme climatic conditions, the large land cover heterogeneity (vegetation and soil), the poor amount of data available for processes calibration and finally, the particular properties of the vegetation developed to withstand the arid conditions.

The semi-arid regions of West Africa such as Sahel are covered by savannah landscapes characterized by heterogeneous ecosystems presenting various components of distinct properties. Two layers of vegetation may be differentiated : the upper layer generally constituted of bushes and trees, and the understorey composed of grasses and bare soil. Such ecosystem is difficult to simulate with the classical LSM (Land Surface Model) considering only one layer of vegetation to simulate the hydric and energy transfers. The reason is related to the strong spatial heterogeneity of this ecosystem presenting various physiological and physical properties and different temporal dynamics between the high vegetation layer and the understorey. For all these reasons, there is a necessity to develop adapted LSM, able to simulate such multisources environments and able to be monitored by remote sensing data to supplement the lack of observations.

The objective of this work is to develop such a LSM for savannah semiarid regions. These developments are conducted in the framework of the AMMA program taking advantage of the experimental surface network implemented to document the energy and water transfers inside the biosphere. For this study, the SetHyS LSM (Coudert et al., 2006) was improved in order to simulate savannah landscapes. Thus, a second vegetation layer was added and the soil representation was modified in order to better simulate the water and energy budgets. The new *SEtHyS* model, called *SEtHyS_Savannah*, is briefly described in section 2. These models are evaluated at the local scale against two flux stations covered by millet and fallow installed on the Niger instrumented sites. The experimental design is shown in section 3. The model results, as well as a comparison with the former version of *SEtHyS*, are given in Section 4 while a short discussion and the main conclusions are provided in sections 5.

2. The *SEtHyS_Savannah* model

The *SEtHyS_Savannah* model, is derived from the *SEtHyS* model (Coudert et al., 2006) which is a one dimensional Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer (SVAT) model. *SEtHyS* has a two-layer

soil hydrology : a thin top layer of 10cm included in the total root zone following Deardorff(1978). The surface is represented by two components : the soil and the overlaying vegetation. The transfers between these two sources and the atmosphere are based on the resistance concept where the fluxes are determined by integration of the diffusion equations for heat and energy. Various parameterizations are included to represent the resistances network (Coudert et al., 2006). Because of the heterogeneous characteristics of savannah compared to agricultural areas, two sources are not sufficient to represent such complex ecosystems with different photosynthesis functioning (C3 and C4 species) as well as different heights and phenology. Previous works carried over such semi arid vegetations, show the importance to differentiate at least the grass and the woody components (Verhoef and Allen, 2000 ; Tuzet et al., 1997). Considering the soil, several studies (Jalota, 1993; Braud et al., 1997) have shown the importance of having a dry soil mulch description –especially under semiarid conditions – to better describe evaporation and runoff/infiltration mechanisms. The dry soil mulch layer is a totally dry surface layer fed by the loss of water by soil evaporation.

Consequently, various modifications have been brought to the *SEtHyS* model in order to represent savannah landscapes. Three sources formalism was chosen to represent the soil and two vegetation layers (grass and trees). It is assumed that there is always a grass layer under a top vegetation layer, which could be crops like millet or fallow bushes. The soil is divided into two layers: the root zone for the grass which is about 60cm, and a deep layer that is reached only by the tree roots. A mulch layer can form within the top layer and the soil resistance to water vapor diffusivity is directly proportional to the thickness this mulch. After a rainy event, two mulch layers separated by a wet layer can be simulated. The infiltration rate is computed as the difference between the surface runoff and the through-fall rate, which is the sum of the rainfall not intercepted by the canopy and the dripping from the interception reservoir. The surface runoff only take into account the infiltration excess mechanism (Horton runoff) following Decharme and Douville (2006). The Horton runoff, with a soil surface crusting process, is the dominating type of runoff over sahelian region which is characterised by high intensity rainfall events (Casenave and Valentin, 1992; Peugeot et al., 1997).

In addition, three energy budgets are solved for the bare soil, grass and trees components. A shielding factor (Deardorff, 1978) is used to

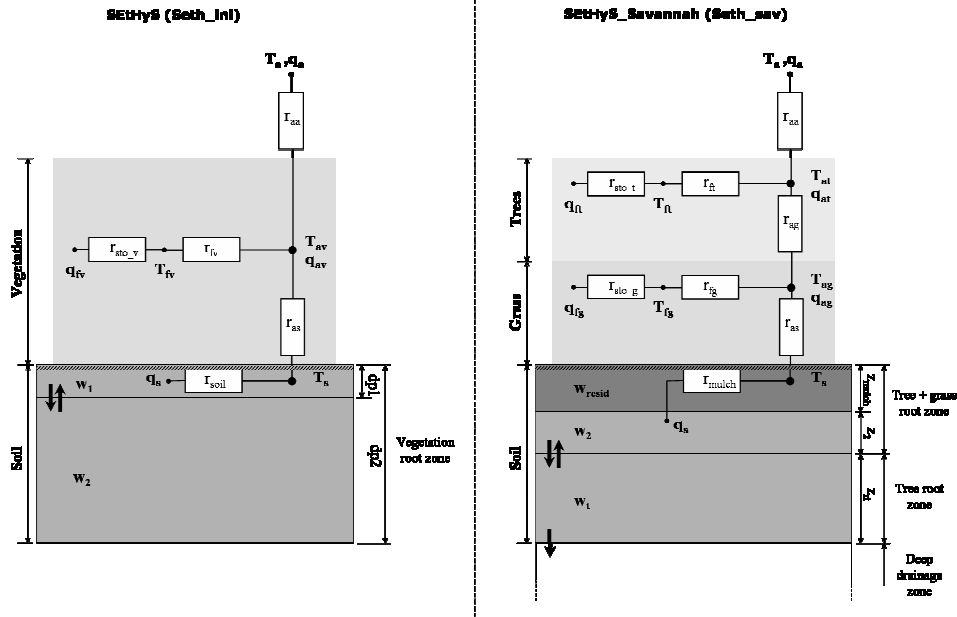


Figure 1 : Schematic representation of the multisource SEtHyS and SEtHyS_Savannah resistance network

partition incoming downward shortwave and longwave radiations assuming a spherical distribution of the leaves for the two vegetation layers. The resistance scheme is slightly more complicated than in the original model (Figure 1). For sensible and latent heat fluxes, aerodynamical resistances are computed between the surface, the vegetation components sources height and the reference level. The wind profile is assumed to be logarithmic shaped above the canopy and then exponential within the canopy. For the latent heat flux, two resistances are added for each component: the stomatal resistance based on Ball (1988) and Collatz et al. (1991 and 1992) and the mulch resistance depending on the mulch thickness. All these parameterizations are presented in Appendix A. This new model version, called “SEtHyS_Savannah”, requires 28 parameters and 8 initial values summarized in Table 1.

The specification of the model’s parameters has a direct influence on the system response. Thus, the model calibration consists in the minimization of a cost function dealing with the model-simulated output and observation data divergence. In order to achieve such calibration, the multiobjective calibration iterative process (MCIP) was applied (Gupta et al., 1999; Bastidas et al., 1999; Demarty et al., 2005). This approach is purely stochastic and based on the iterative reduction of the parameter space by optimization of multi criteria cost functions. Coudert et al. (2006), using the former SEtHyS model, showed that this model

calibration can be performed when surface fluxes are used as optimization variables with relative good accuracy and robustness. In this study, the same methodology has been successfully adapted to calibrate SEtHyS_Savannah parameters.

3. Experimental design

3.1 AMMA Niger site

The studied area is located in southwestern Niger, close to the center of Hapex-Sahel’s square degree (2-3°E, 13,14°N) at 60 km east of Niamey where major part of HAPEX experiment were concentrated (Goutorbe et al., 2001). This area has been chosen as one of the AMMA’s experiment site and equipped in order to document the main surface processes. The region is representative of a Sahelian semiarid environment and climate where rainfall is confined to a single wet season from May-June to September-October. The mean annual temperature is around 29°C, and the mean monthly temperature reaches the highest value in April (34°C) and the lowest value in January (24°C).

As part of the AMMA experiment, two sites have been intensively instrumented by the IRD-Niamey (Ramier et al., 2007) to study basic processes such as infiltration and evapotranspiration. The first site is a hand cultivated field of millet. The second one is a fallow site covered by annual grass and scattered guiera bushes (*Guiera Senegalensis*). On

each site an eddy-covariance flux station has been settled to characterize the heat, evapotranspiration and carbon dioxide fluxes. Moreover at the same sites, soil temperature and soil moisture probes have been installed. Technical characteristics of all instruments are provided in Ramier et al. (2007). The instruments were installed at the beginning of the year 2005 and the first measurements were acquired on Julian day 166 (date 06/15/2005). Then two complete rainy and vegetative seasons (2005 and 2006) were available. The instruments produce standard forcing variables for land surface schemes as well as the turbulent fluxes for verification.

3.2 Vegetation assessment

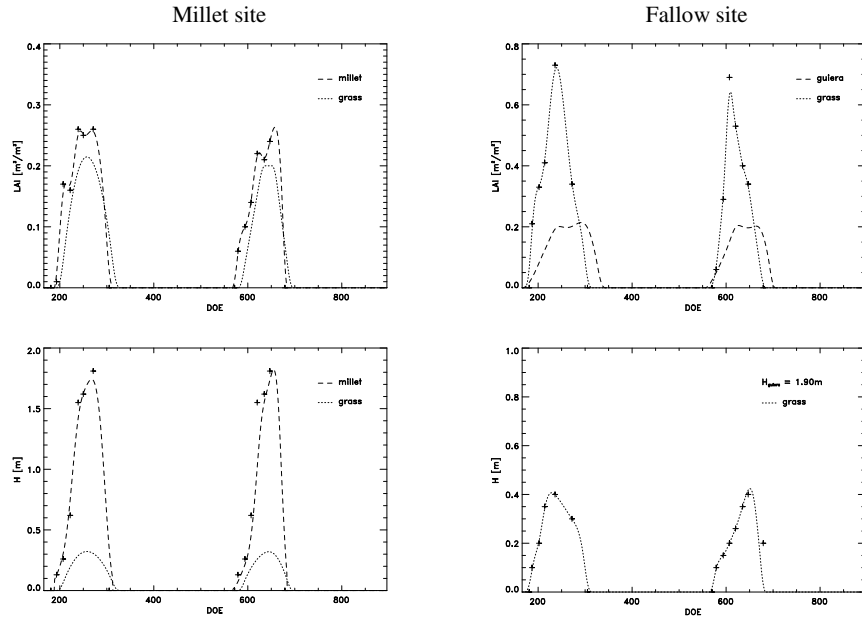


Figure 2 Vegetation parameters (LAI, h) seasonal evolution for the two experimental sites : millet and fallow

During the whole 2005 and 2006 rainy seasons, LAI and vegetation heights have been measured over six experimental sites almost every 15 days around the fluxes stations. On the millet site, only millet plants have been considered for the LAI measurements, whereas on fallow site only grass have been considered. Since a significative grass layer usually develop under millet fields because of the local agricultural practices (no soil weeding) and shrubs coexist with grasses in fallows, it has been necessary to superpose grass and shrubs LAI seasonal cycles to the measured ones.

Then, for the millet site, we have considered, following in situ observations, that the grass layer has a vegetation cycle strongly dependent on rainfall, and the maximum height never exceeds 40cm. Then, the beginning of the growing cycle was prescribed after the first rainfall event and the maximum stage of development reach in phase with the crop. Finally, the senescent phase happen a few days after the last rainfall event (more precisely 10 days after the last precipitation). The height of the grass layer has been prescribed with a maximum of 20cm. The shrubs are almost constituted of *Guiera senegalensis* bushes which have a very low LAI because of the small size of the leaves. Up to 80% of the LAI of a fallow site is due to the grass layer (Van Leeuwen, 1997). The vegetation cycle of the *Guiera senegalensis*

prescribed is phased with the herbaceous underlayer dynamics, with an LAI up to 0.2 and a constant height equal to 1.9m. The resulting LAI for the two sites are presented on Figure 2. The insitu data were interpolated by a spline method and a smooth function (boxcar average IDL reference guide).

Tableau 1 : List of the model parameters and variables used in SEtHyS_Savannah and initial parameter ranges for the calibration process (between brackets: initial parameter intervals before calibration; in bold: calibration results)

Name	Description	Parameter range for millet site		Parameter range for fallow site		Unit
Optical properties						
<i>es</i> <i>eg, et</i>	emissivity of bare soil, grass and tree	[0.95,0.99] 0.99, 0.99	0.96	[0.95,0.99] 0.99,0.99	0.98	-
<i>albsec</i> <i>albhum</i>	bare and wet soil albedo	[0.25,0.4] [0.12,0.24]	0.38 0.23	[0.25,0.4] [0.12,0.24]	0.33 0.22	-
<i>winf, wsup</i>	Soil moisture parameters for albedo calculation	0.006, 0.2		0.006, 0.2		m ³ .m ⁻³
<i>albg, albt</i>	grass and tree albedos	0.32, 0.32		0.32, 0.32		-
Vegetation characteristics						
<i>Vmax0g, Vmax0t</i>	leaf photosynthetic capacity (Rubisco)	30, 100		30, 60		μmol.m ⁻² .s ⁻¹
<i>lgfg, lgft</i>	leaf width	0.01, 0.01		0.01, 0.01		m
<i>kwstr</i>	empirical parameter for water stress calculation	0.02		0.02		-
Ground properties						
<i>phcg, phct</i>	‘half critic’ hydric potential	-200, -200		-200, -300		m
<i>wsat</i>	saturated water content	0.27		0.27		m ³ .m ⁻³
<i>wcc</i>	field capacity	0.2		0.2		m ³ .m ⁻³
<i>wresid</i>	residual water content	0.006		0.006		m ³ .m ⁻³
<i>ksat1</i>	surface saturated hydraulic conductivity	[5 10 ⁻⁷ ,5 10 ⁻⁵]	1 10⁻⁵	[5 10 ⁻⁷ ,5 10 ⁻⁵]	3 10⁻⁶	m.s ⁻¹
<i>ksat</i>	deep saturated hydraulic conductivity	[5 10 ⁻⁷ ,5 10 ⁻⁵]	9.1 10⁻⁶	[5 10 ⁻⁷ ,5 10 ⁻⁵]	8 10⁻⁷	m.s ⁻¹
<i>facttherm</i>	correction coefficient of the volumetric heat soil capacity	[1,2]	1.5	[1,2]	1.2	J.m ⁻³ .K ⁻¹
τ	soil tortuosity	[1,3]	1.5	[1,3]	1.22	-
<i>diffv</i>	soil water vapour diffusivity	7.5 10 ⁻⁵		7.5 10 ⁻⁵		m2.s ⁻¹
ψ_{sat}	water potential of saturated soil	-0.16		-0.16		m
<i>b</i>	retention curve slope	[3,9]	4.2	[3,9]	8.4	-
<i>zrg, zrt</i>	depth of soil reservoirs	0.6, 1.0		0.4, 1.0		m
Initial variables						
<i>wg10</i> <i>wg20</i> <i>w10</i>	water content of the different soil layers	[0.005,0.15] [0.005,0.15] [0.01,0.15]	0.08 0.125 0.125	[0.005,0.15] [0.005,0.15] [0.01,0.15]	0.02 0.02 0.14	m ³ .m ⁻³
<i>zmulch10</i> • <i>zmulch20</i> • <i>z10</i> • <i>z20</i>	thickness of the soil layers	0, 0.18, 0.05, 0.37		0, 0.11, 0.05, 0.24		m
<i>t20</i>	deep soil temperature	[300,310]	305	[300,310]	303	K

3.3 Model calibrations

The methodology MCIP which was used to calibrate the SEtHyS_savannah model consists in

the reduction of an initial parameter space by optimization of the output surface fluxes against observations. The method requires the generation of an ensemble of simulations (6000 in this case) exploring an initial parameter space and the

Tableau 2 Statistics results obtained for the calibration and the validation periods with the 2 model versions Seth_ini and Seth_sav

Calibration period [DOE 168-DOE 369]					Validation period [DOE 379-DOE 729]			
Millet site								
	Seth_ini		Seth_sav		Seth_ini		Seth_sav	
	RMSE	corr	RMSE	corr	RMSE	corr	RMSE	corr
LE	46.0	0.79	36.3	0.88	44.3	0.81	31.6	0.91
H	78.8	0.88	48.6	0.90	50.2	0.90	36.0	0.93
GE	59.4	0.77	45.1	0.75	59.9	0.82	46.5	0.78
RN	18.0	0.99	20.6	0.99	14.0	0.99	24.8	0.99
Fallow site								
	Seth_ini		Seth_sav		Seth_ini		Seth_sav	
	RMSE	corr	RMSE	corr	RMSE	corr	RMSE	corr
LE	51.3	0.82	45.4	0.87	65.7	0.80	53.9	0.88
H	87.3	0.82	71.2	0.89	87.7	0.75	78.9	0.84
GE	45.0	0.75	34.4	0.83	49.1	0.80	35.3	0.83
RN	19.9	0.99	25.0	0.99	17.5	0.99	36.8	0.99

iterative Pareto ranking of the best simulations (for which the agreement with the observations is the best), to reduce the parameter space. The calibration is generally achieved after a few number of iterations (10 is a maximum value).

Several calibration tests have been performed, as a first step, to identify the sensible parameters in this semi-arid environment. They showed that the parameters relative to the vegetation processes (transpiration, interception, radiation) were not sensible on the simulations of the two sites. Actually, this is not surprising as the vegetation is sparse with very low LAI all along the year. Consequently, the model calibration has been performed only on the soil parameters governing the soil water and energy processes and initial conditions. The initial ranges for the parameters have been chosen according to the literature and a priori knowledge of the field conditions. The values reach by the calibration are indicated in bold in Table 1.

Both versions of the SEtHyS model (initial version called in the following Seth_ini and the Savannah version called in the following Seth_sav), have been calibrated over the period between 06/17/2005 and 4/01/2006 (ie DOE 168 and 369 respectively). This period has been chosen in order to have wet conditions as well as dry conditions. Then the validation was performed over the one year period after the calibration period (year 2006, DOE 366-730). The parameter values reached after calibration are presented in Table 1 for the millet and the fallow sites. It has to be noted that calibration does not converge to the same final range for parameters that are common

to the two versions of SEtHyS model. Particularly the wet soil albedo and the slope of the retention curve which respectively converge to 0.38 and 4.2 on the millet site, and to 0.33 and 8.4 on the fallow site.

4. Results

After calibration of the two models, validations have been performed over the two sites during the following one-year period (DOE 366-730) and more precisely on the second growing season beginning (DOE 550-650). Statistical results in terms of root mean square errors and correlation coefficients are presented in Table 2 for the calibration and the validation periods. Comparison of the time series of the fluxes on the two years of the dataset are not shown because figures are almost illegible given the length of the two growing seasons. Instead Figures 3 yield the comparison of observed and modeled (by the SEtHyS Savannah version of the model) terms of the energy balance as scatter plots. Then short time series were extracted in order to compare the predictions of the two versions of the model with the ground truth measurements.

Globally the new version of SEtHyS model (Seth_sav) performs better on the whole period than the previous version (Seth_ini). As shown in Table 2, all fluxes are better represented on the 2 sites except net radiation. For the millet site there is not much differences observing the root mean square errors (RMSE), we have only 2W/m² difference during the calibration period and 12 W/m² for the validation period. However we have

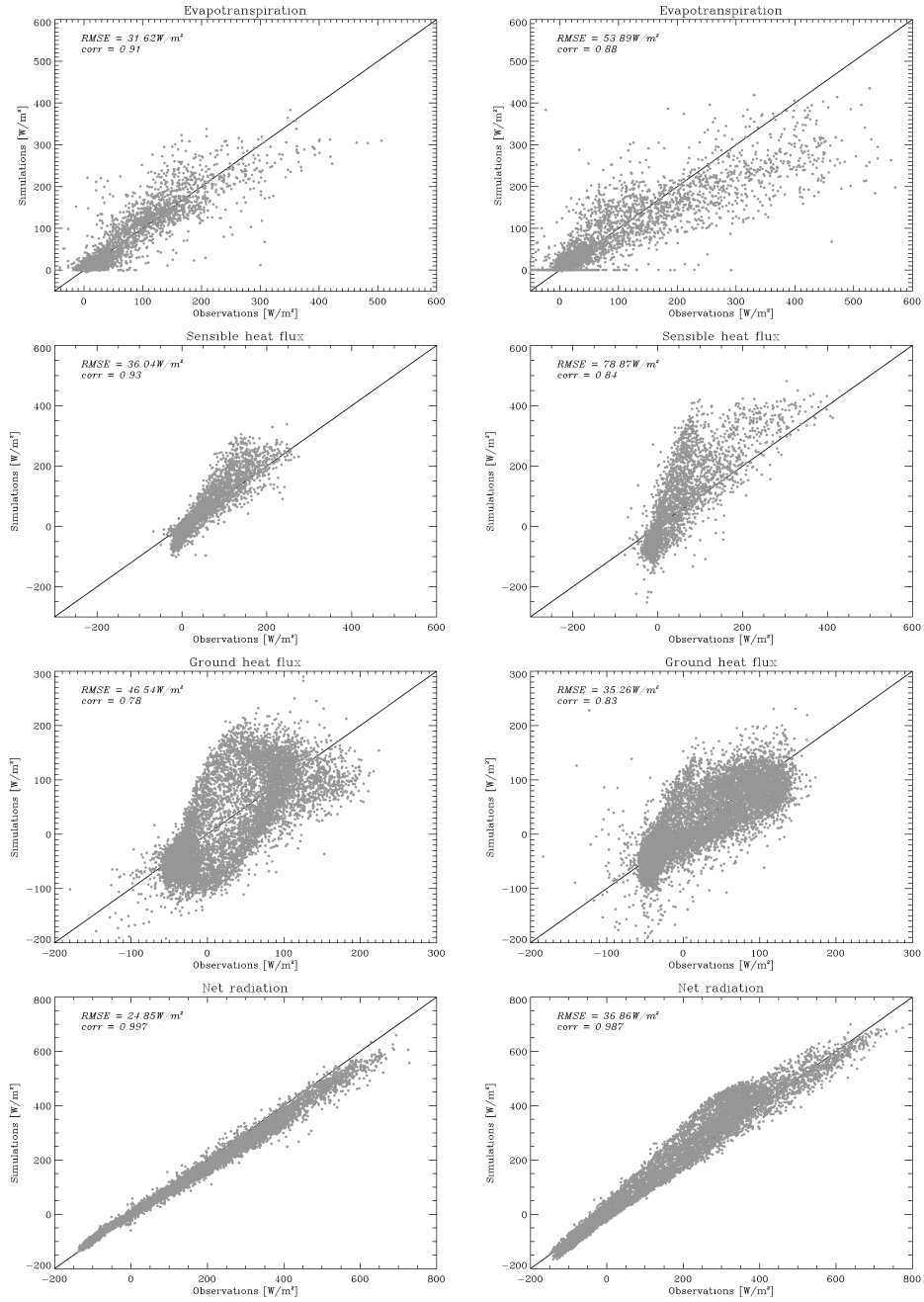


Figure 3 :Comparison between measured and modelled (Seth_sav) fluxes (Net radiation, evapotranspiration, sensible heat and ground heat fluxes on both sites for the validation period (DOE 379-729). Millet site on the left and fallow site on the right.

almost 20 W/m² RMSE difference during the second year of simulation on the fallow site. For the fallow site the RMSE regarding net radiation are more than 5 W/m² upper with the new version of the model for both periods. Latent heat flux,

sensible heat flux and ground heat flux are better represented by SEtHyS Savannah model. Enhancement up to 15 W/m² in RMSE for the two years simulation can be observed.

Figure 3 represents the scatter plots between observations and Seth_sav simulations for both sites and for the validation period. All the fluxes

with the observations (RMSE=46 W/m², correlation coefficient=0.78 over millet and RMSE=35 W/m², correlation coefficient=0.83).

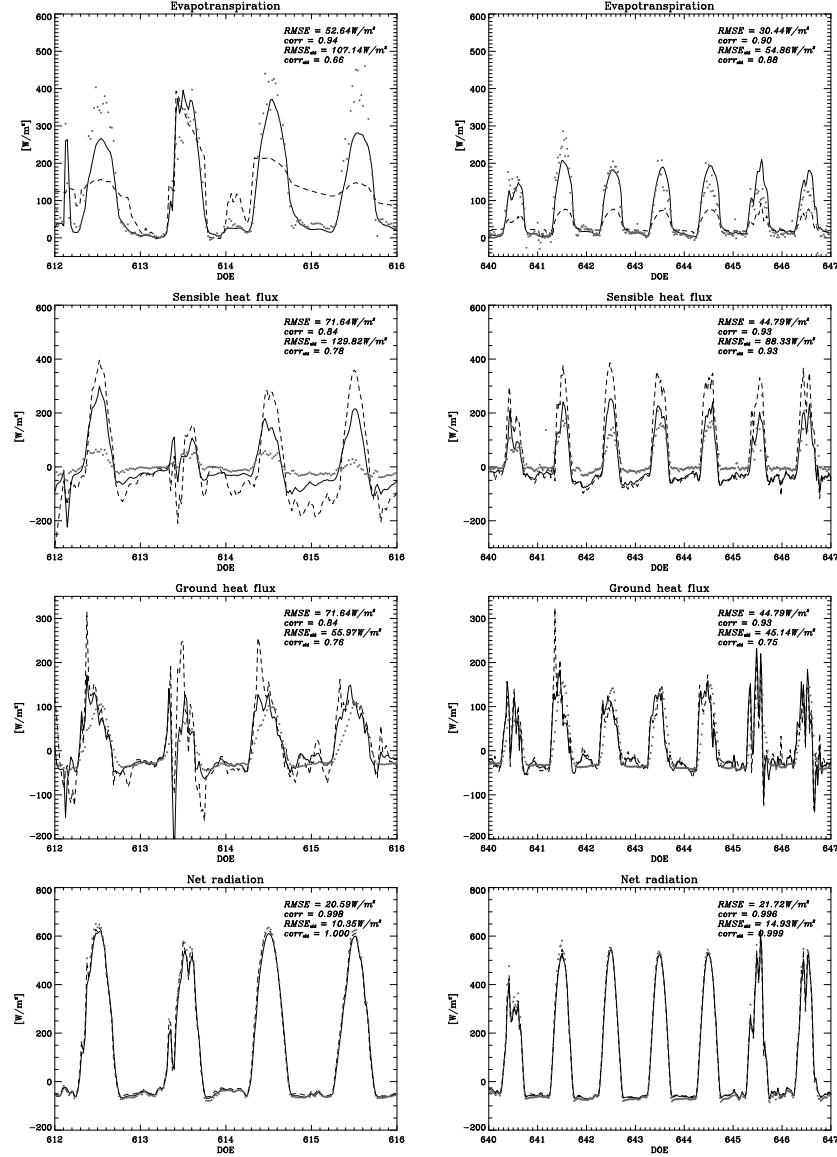


Figure 4 : Time series for observed (dots) and modelled surface fluxes : net radiation, evapotranspiration, sensible heat and ground heat fluxes for the 2 model versions (Seth_ini in dashed line and Seth_sav in solid line) on the fallow site, for 2 time periods (DOE 612-616) and (DOE 640-647)

except ground heat flux, are better simulated over the millet field than over the fallow with RMSE less than 40 W/m² and correlation coefficient greater than 0.78. Over the fallow, the plots are more scattered and the RMSE are larger (55W/m² for evapotranspiration) except for the ground heat fluxes which seems to be in a better agreement

This is linked to the larger spatial heterogeneity of the surface (land cover, soil moisture) which make difficult the fluxes measurements as well as the model calibration as already noted by Lloyd et al., 1997. Ground heat flux measurements have been performed at 5cm depth, and do not have been reported to the soil surface. This correction

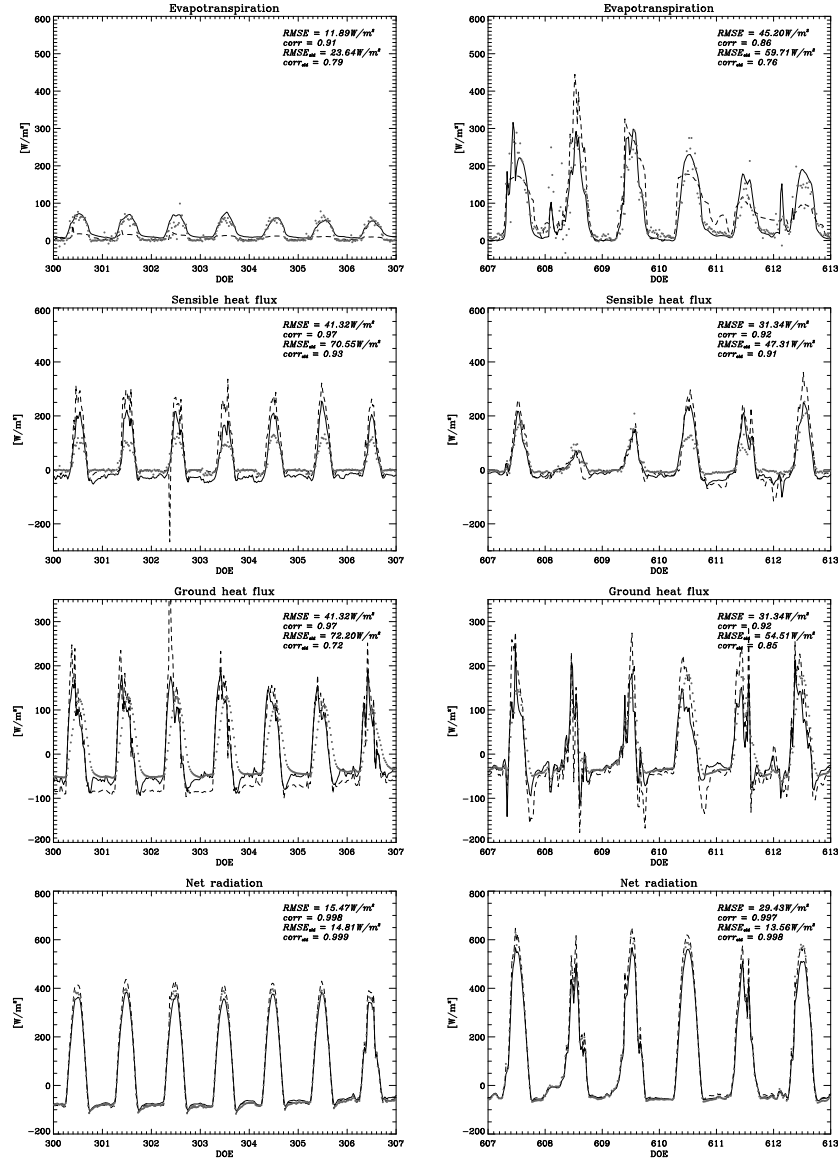


Figure 5 : Time series for observed (dots) and modelled surface fluxes : net radiation, evapotranspiration, sensible heat and ground heat fluxes for the 2 model versions (Seth_ini in dashed line and Seth_sav in solid line) on the millet site, for 2 time periods (DOE 300-307) and (DOE 607-613)

depends on the soil characteristics, and may have a significant impact on comparisons with simulated ground heat fluxes.

Figures 4 and 5 show the energy balance terms simulated and observed for short times series for both sites. Unfortunately, we have a lake of latent and sensible heat fluxes observations during almost every rain events and during the following hours. Only few rain events have been

properly monitored. The differences are analyzed on the two sites individually, we present here the time series showing the impact of the new model parameterizations.

On the millet site, during the DOE 607 a small rain event (~2mm) occurred at about 12 PM, the figure 4 shows the strong difference in the two models response. The Seth_ini model does not seem to be sensible to that event while Seth_sav

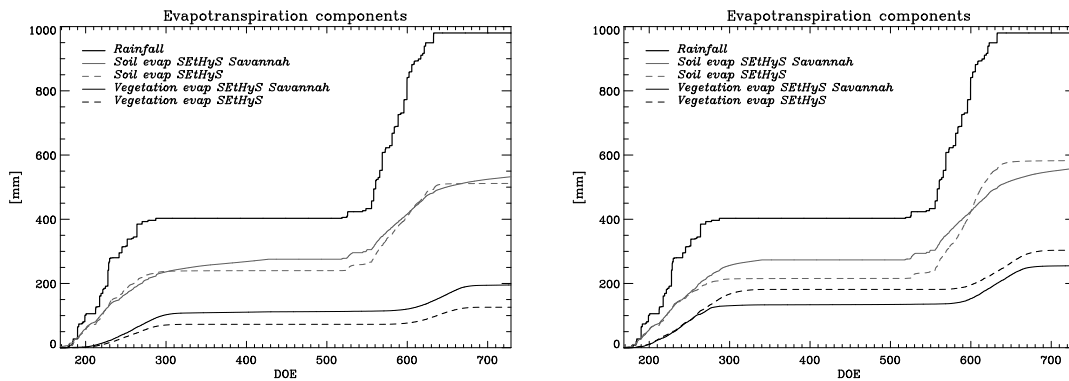


Figure 6 : Daily evolution of the various components of the evapotranspiration term (Soil and vegetation evapotranspiration, rainfall,) for the 2 model versions (millet site on the left and fallow site on the right)

responds quite well regarding the latent heat flux observation. On the other hand, when a high rainfall occurs (DOE 608 Figure 5) both versions of the model seem able to reproduce the increase in latent heat flux. However the decrease in evapotranspiration the days following an intense rain event is not well reproduced by the Seth_ini model: during day time, latent heat flux is underestimated while during night time it is overestimated.

Sensible heat flux is better simulated by the new version of the model although it is overestimated during day time and underestimated during night time. One can observe a slightly higher correlation coefficient and a much smaller RMSE.

However net radiation is not well represented. During day time, the new version of the model seems to underestimate net radiation. This drawback comes from surface albedo as will be discussed later.

On the fallow site, as already noted, the RMSE are generally higher, especially for the latent and sensible heat fluxes. For this site, the results are quite the same. Evapotranspiration is better simulated, as an example, during DOE 612 and 613 two rain events are registered, and strong differences between the responses of the two models are observed. The Seth_ini model does not seem to be able to respond properly to both, a small and a big rain event.

In sahelian regions, evapotranspiration is strongly dependent on soil surface water content and atmospheric conditions. The formalism used for the water budget and the soil surface resistance in SVAT models is then very important. The Seth_ini model assumed a 10 cm surface layer included in a large soil layer following Deardorff (1978). Soil evaporation is driven by a soil surface

conductance that depends on surface soil moisture and potential evaporation. Soil evaporation is then limited by an exponential function of the surface soil moisture content (Soarès et al., 1988). This formalism is not suited for semi arid region. First because the water content of the top 10 cm layer is not sensible to a very small rain event so the model can't respond properly regarding soil evaporation. Second because the exponential limitation of soil evaporation does not enable to reproduce the diurnal cycle properly.

The proposed mulch layer representation solves these two problems. The soil resistance is directly proportional to the mulch thickness, thus after a rain event (whatever its intensity may be) it is null. For example, at the beginning of DOE 612 a small rain event is immediately followed by a peak of evaporation. Evaporation is not controlled only by soil water content, but by mulch thickness which depends on antecedent precipitations. Thus soil evaporation decreases in a more realistic way after a rain event.

Figure 6 shows the cumulative component of evapotranspiration for both sites and both models. Soil evaporation is slightly larger with Seth_sav, especially after the rainy season because soil in Seth_ini is driven only by the top 10 cm layer. Seth_sav simulates a higher vegetation transpiration, compared to the Seth_ini simulation, on millet site and lower vegetation transpiration on the fallow site. Discrepancies can be explained by the fact that Set_ini model is not able to take into account two vegetation layers, so it has been run with the total LAI. Therefore we assume in the new model, for both sites, that there is a grass layer under a millet layer or a bush layer with different stomatal conductance parameterizations. For the same soil hydric potential, grass, millet and guiera plant do not have the same stomatal conductance thanks to the formalism of Sellers

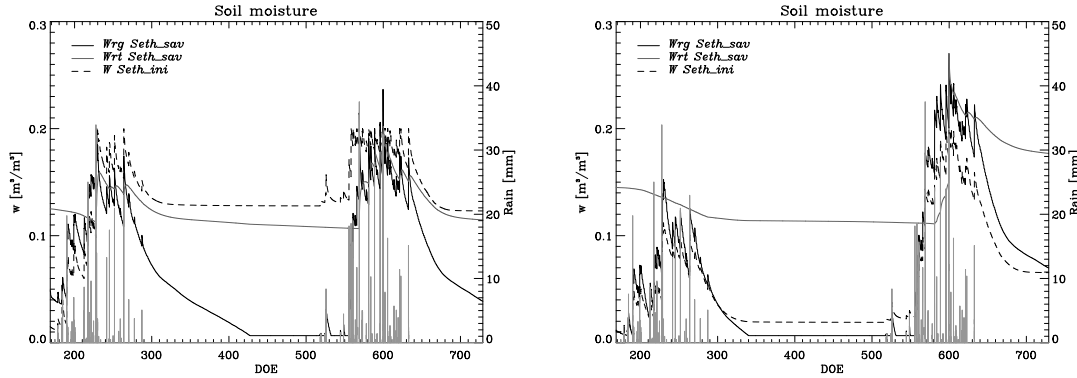


Figure 7 Soil water content observed and modelled on the millet site (on the left) and on the fallow site (on the right), with the two model versions during both years for the different layers of soil (w_g and w_t are the soil water content of the two root zone of Seth_sav, and w is the soil water content of the Seth_ini root zone)

following Ball (1988) that enable to parametrize stomatal conductance according to plant species (C3 and C4).

On the fallow site, vegetation transpiration almost stops before DOE 300 with Set_sav although the vegetation cycle is not over. Actually the parameter b which represents the slope of the retention curve (see annex for more detail) has not the same value (after calibration) for each site (4.2 and 8.4 respectively for the millet and fallow site). Thus soil hydric potential is not the same, for same soil moisture, it is larger (in absolute value) on fallow site than on millet site, so root uptake is more difficult on fallow site. The soil retention curve in Seth_ini follow the formalism of Van Genuchten (1985) whereas in Seth_sav, it follows the formalism of Brooks and Corey (1964). Consequently, stomatal resistance is higher on fallow site.

The impacts of the water cycle parameterizations are then important on the soil water content predictions which are presented on Figure 7 for the two sites. The relative soil water contents (weighted by the thickness of the modeled soil layer) have been plotted for the root zone soil layers, in order to permit the comparison. Strong discrepancies are observed between the two models especially for the millet site. In the Seth_ini model, when the top 10 cm layer of the soil is dry (i.e. at the residual water content), the evaporation of the soil is blocked, thus after DOE 320 and until the next rainfall event (~DOE 520) the soil moisture is constant as there is no deep drainage. In the Seth_sav model, soil moisture continues to decrease because of the soil evaporation and the drainage term. Simulated water content is more realistic with the new version of the model compared to the observations. Especially on the millet site, where

the total root zone in Seth_ini the total soil depth has been calibrated to 0.62m (1.0m for the fallow site). This could explain the large relative humidity on millet site compared to the fallow site. Moreover there is no deep drainage parameterization in Seth_ini and runoff occurs only if the surface 10cm soil layer is saturated.

On the fallow site, it can be observed that the water is not able to refill the deep soil layer in Seth_sav during the first rainy season, whereas during the second rainy season which is shorter and more intense than the first one, water refill the deep soil layer. On millet site, this is not the case. One reason could be that the root uptakes are smaller due to lower value of LAI.

5. Discussion and conclusions

A new version of the SEtHyS land surface model was developed to simulate energy and water budgets over savannah landscapes. The initial and new models were intercompared against ground measurements available on two sites instrumented in the framework of the AMMA experiment. The results show large improvements of the fluxes simulations provided by the new soil parameterizations. The soil description with a mulch concept particularly allow to better simulate surface soil moisture and the infiltration model, the root zone water content. More over simulation of the latent heat flux is particularly enhanced at the daily time scale, and the diurnal cycle is much better restituted thanks to the mulch description.

The principle of calibration process is to find the best set of parameters that minimize the differences between observations and simulations. Calibration of the new model enables to enhance

simulation of turbulent fluxes and ground heat fluxes compared to the old version of the model. However vegetation and soil albedo do not converge to the same value for both models and thus comparisons between net radiation simulated by the new version of the model and observed net radiation shows higher RMSE.

Statistical criteria show better agreements at all time scale between models and observation over the millet site, than over the fallow site. This is consistent with Loyd et al. (1997) who concludes that over fallow, vegetation heterogeneity does not permit to close properly the measured energy budget, and thus the validation of the model is not as reliable as on the millet site.

Tests have been carried out (not shown in this article) with the Seth_sav model assuming an unique vegetation layer, showing that a simple modelisation (two sources) seems enough to simulate water cycle and energy balance terms. However the enhancement provided by the second layer of vegetation has to be tested over carbon fluxes when measurements are available. For carbon fluxes, it is important to handle two vegetation layers as the guiera, millet or grass have not the same photosynthesis functioning (assimilation rate).

Comparison of the behavior of the two versions of the model shows strong discrepancies. However this is not easy to compare results regarding root zone soil moisture as the soil depths are not the same. Seth_sav seems to simulate more realistic soil moisture especially on the millet site, but results have to be compared to field measurements as soon as available (calibration is under process at the time).

Another problem is the definition of the bushes LAI (over the fallow site) and of the grass (over the millet site). LAI is a key forcing variable that controls transpiration and soil moisture. It is thus important to have a reliable data set to simulate hydric and energy budget. We have adjusted LAI measurements according to literature, and that had a positive contribution toward fluxes simulations.

Results validate the model locally. Next step will be the spatialisation with remote sensing data and the validation of surface temperature on the AMMA/Niger super site.

Appendix A : SEtHyS_Savannah land surface model

1. Energy transfers

Three energy budgets are calculated explicitly in the model, for each vegetation layer and for the soil. They account for multiple reflections between the three sources (soil, grass and trees). The partitioning of the energy fluxes is determined by vegetation shielding factors σ related to LAI, following Deardorff (1978) for shortwave and longwave radiations. The shielding factors were defined assuming a spherical distribution of leaves (François, 2002). Their expressions are given below:

$$\begin{cases} \sigma_f = 1 - e^{(-0.825LAI_f)} & \text{for longwave domain} \\ \sigma_f = 1 - e^{(-0.5LAI_f)} & \text{for shortwave domain} \end{cases} \quad (A1)$$

where subscripts f stands for grass or trees

The net radiation for each source is calculated from the incoming and outgoing shortwave and longwave radiations given the albedo and emissivity of each layer. Soil albedo is varying linearly with surface soil moisture. Net radiation for the soil, grass and tree layers, is written :

$$Rn_i = Rs_i + RL_i \quad (A2)$$

where subscript i stands respectively for the soil surface, the grass and the tree layers. The energy conservation law states that net radiation is redistributed over the sensible (H) and latent heat (LE) fluxes and the soil conduction (G) flux for the soil layer and can be written:

$$\begin{aligned} Rn_j &= H_j + LE_j \\ Rn_{soil} &= H_{soil} + LE_{soil} + G \end{aligned} \quad (A3)$$

where subscript j stands respectively for the grass and the tree layers

2. Surfaces fluxes

a) Sensible and Latent Heat fluxes expressions

Sensible heat flux (H) and latent heat flux (LE) are expressed for each sources. As in SEtHyS model (see Coudert et al., 2006), transfer coefficients and gradients of temperature and humidity are calculated between soil surface, air canopy space (for grass and tree layers), leaf surface (for grass and tree leaves) and air above the canopy. Aerodynamic resistances expressions are derived from Shuttleworth and Wallace 1990.

- Tree fluxes:

$$\begin{aligned} H_{tree} &= \frac{\rho C_p}{r_{bt}} (T_{ft} - T_{at}) \\ LE_{tree} &= \frac{\rho C_p R'_{tree}}{r_{bt} \gamma} [q_{sat}(T_{ft}) - q_{at}] \end{aligned} \quad (A4)$$

- Grass fluxes:

$$\begin{aligned} H_{grass} &= \frac{\rho C_p}{r_{bg}} (T_{fg} - T_{ag}) \\ LE_{grass} &= \frac{\rho C_p R'_{grass}}{r_{bg} \gamma} [q_{sat}(T_{fg}) - q_{ag}] \end{aligned} \quad (A5)$$

- Soil fluxes:

$$\begin{aligned} H_{soil} &= \frac{\rho C_p}{r_{as}} (T_s - T_{ag}) \\ LE_{soil} &= \frac{\rho C_p}{(r_{as} + r_{mulch}) \gamma} [q_{sat}(T_s) - q_{ag}] \end{aligned} \quad (A6)$$

where T and q are the temperature and the water vapor pressure, C_p is the specific heat at constant pressure ($C_p = 1000 J.kg^{-1}.K^{-1}$), γ is the psychrometric constant ($\gamma = 66 Pa.K^{-1}$), and ρ is the air density ($\rho = 1.2 kg.m^{-3}$). R'_{grass} and R'_{tree} are explained in the following section. Finally, total fluxes of the surface are computed:

$$\begin{aligned} H &= H_{tree} + H_{grass} + H_{soil} \\ LE &= LE_{tree} + LE_{grass} + LE_{soil} \end{aligned} \quad (A7)$$

Turbulent fluxes are taken into account through aerodynamical resistances to heat and humidity gradients.

b) Aerodynamical resistances

Following Lafleur et Rouse (1990), wind and diffusivity profiles can be expressed as a function of $n(LAI)$:

$$\begin{cases} n(LAI) = 2.6 LAI^{0.36} \text{ pour } 0.4 \leq LAI \leq 2.5 \\ n(LAI) = 1.87 \text{ pour } LAI < 0.4 \\ n(LAI) = 3.62 \text{ pour } LAI > 2.5 \end{cases} \quad (A.8)$$

and thus,

if $z_r \geq z \geq z_t$:

$$\begin{cases} u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z - D_t}{z_{ot}} \right) \\ D(z) = k u^* (z - D_t) \end{cases} \quad (A9)$$

if $z_t \geq z \geq z_g$:

$$\begin{cases} u(z) = u(z_t) \exp \left[-n(LAI_t) \left(1 - \frac{z}{z_t} \right) \right] \\ D(z) = D(z_t) \exp \left[-n(LAI_t) \left(1 - \frac{z}{z_t} \right) \right] \end{cases} \quad (A10)$$

if $z_g \geq z \geq z_{0s}$:

$$\begin{cases} u(z) = u(z_g) \exp \left[-n(LAI_g) \left(1 - \frac{z}{z_g} \right) \right] \\ D(z) = D(z_g) \exp \left[-n(LAI_g) \left(1 - \frac{z}{z_g} \right) \right] \end{cases} \quad (A11)$$

k is the Von Karman constant, $k=0.4$, $C_D(z)$ is the drag coefficient (considered as constant over the profile, $C_D(z) = 0.1$).

$U(z)$ is numerically computed, and the diffusivity $D(z)$ is retrieved. The diffusivity profile is then used to compute aerodynamic resistances at each level. Aerodynamical resistance is the integration of the inverse of the diffusivity between two levels.

- Aerodynamical resistance above the vegetation layer:

$$r_{at} = \int_{z_{ot} + D_t}^{z_{ref}} \frac{1}{D(z)} dz \quad (A12)$$

- Aerodynamical resistance between grass and tree layer:

$$r_{ag} = \int_{z_{og} + D_g}^{z_{ot} + D_t} \frac{1}{D(z)} dz \quad (A13)$$

- Aerodynamical resistance between soil and grass layer:

$$r_{as} = \int_{z_{os}}^{z_{og} + D_g} \frac{1}{D(z)} dz \quad (A14)$$

where z_{0s} , z_{0g} and z_{0t} are the roughness length of soil, grass and trees respectively and D_g , D_t are the displacement height of grass and tree canopy. Moreover the wind velocity profile allows to compute the boundary layer resistance of the two vegetation layers following the approach of Choudhury and Monteith (1987). This resistance is used to take into account the influence of the whole canopy on the fluxes near each leaf, and thus to estimate the humidity and temperature gradients between leaves surface and canopy air space.

- Boundary layer resistance for the tree layer:

$$r_{bt} = \frac{A'n(LAI_t)}{2LAI_t \left(1 - \exp\left(\frac{-n(LAI_t)}{2}\right) \right)} \left(\frac{l_{ft}}{u(z_t)} \right) \quad (A15)$$

- Boundary layer resistance for the grass layer:

$$r_{bg} = \frac{A'n(LAI_g)}{2LAI_g \left(1 - \exp\left(\frac{-n(LAI_g)}{2}\right) \right)} \left(\frac{l_{fg}}{u(z_g)} \right) \quad (A16)$$

where A' is a constant ($100m^{-1}.s^{1/2}$), l_{ft} and l_{fg} are the dimension of the leaf along the wind direction for tree and grass (in fact $l_{ft} = l_{fg}$), z_t and z_g are respectively the height of the trees and grass.

Here, all the aerodynamical resistances are supposed to be the same for heat and water vapour fluxes.

c) Stomatal resistance

Stomatal conductance (g_{sto}) calculation is the same as in SiB models from Sellers et al. (1992,1996) and is based on Ball (1988):

$$\frac{1}{r_{sto}} = g_{sto} = m \frac{A_n}{c_s} h_s p + b \quad (A17)$$

where A_n is the net assimilation rate calculated by the model of Farquhar et al. (1980), c_s and h_s are CO_2 partial pressure and relative humidity at leaf surface, p is the atmospheric pressure, and m and b are empirical factors from observation depending on vegetation type (C_3 or C_4).

Stomatal resistance is then included in the R' factor proposed by Deardorff (1978). This factor also includes the fraction of the canopy not covered by water (dew and/or rain), which contributes to evapotranspiration.

$$\begin{cases} R' = \left(\frac{dew}{d_{max}} \right)^{2/3} + \left[1 - \left(\frac{dew}{d_{max}} \right)^{2/3} \right] \frac{1}{\beta + C_{fh} r_{sto}} \\ R' = 1 \quad \text{for condensation} \end{cases} \quad (A18)$$

where dew (d_{max}) is the fraction (maximal fraction) of free water on foliage, β is a step function which is 0 if condensation occurs, and 0 otherwise, and C_{fh} is the boundary layer leaf aerodynamic resistance.

d) Soil surface resistance

A mulch layer is simulated in *SEtHyS_Savannah* (see below) which consists of a totally dry soil (at the residual humidity) layer that prevents water to evaporate from the underneath soil. The soil resistance to evaporation is linearly dependent on the width of the mulch layer:

$$r_{mulch} = \frac{\tau}{D_v} \cdot z_{mulch} \quad (A19)$$

with D_v the diffusivity of water vapor in the soil, and τ the tortuosity coefficient which are taken equal to $2.5 \cdot 10^{-5} s \cdot m^{-1}$ and 1.5 respectively.

e) Soil Heat flux

The surface temperature of the soil is determined by the force-restore method developed by Bhumralkar (1975) and Blackadar (1976) and used by Deardorff (1978). We consider a virtual surface layer of 10 cm to compute the heat capacity (de Vries 1963) and thus to estimate the heat flux downward in the soil.

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{2\sqrt{\pi}}{C_e} (R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (A20)$$

For long term simulations, T_2 can be calculated from:

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{G}{C_2} \quad (A21)$$

The factors C_s and C_2 are the equivalent heat capacities respectively related to the diurnal and annual thermal wave damping layer weighted by a thermal factor (see Deardorff 1978).

3. Hydric budget

The ground in *SEtHyS_Savannah* model is divided into two layers. The top one is the grass root zone where grass and trees (if there are some) can take water for transpiration, and the bottom one is the tree root zone where only trees can take water. In this section the different hydric transfers and their parameterizations are described.

a) mulch description

As an initially wetted soil dries, a mulch layer (at the residual relative humidity) forms on the surface. This layer reduces soil evaporation and thus contributes to keep the water in the underneath soil: under semiarid conditions, this mulch layer should have a significant impact on

the soil water budget and is important to modelise. The relative humidity of a mulch layer is the residual relative humidity and we consider that there is no water exchange by capillarity between the dry soil mulch layer and the underneath wet layer. Moreover when the surface of the mulch is wetted by rain, the relative humidity of the so created wet layer is w_{fc} , the relative humidity at field capacity.

For a soil at the initial relative humidity w covered by a mulch we can express the evolution of the mulch depth (z_{mulch}) by the following equation:

$$\frac{\partial z_{mulch}}{\partial t} = \frac{E_s}{w - w_{resid}} - \frac{P_r}{w_{fc} - w} \quad (A22)$$

where w_{resid} and w_{fc} are respectively the residual relative humidity and the relative humidity at field capacity, E_s is the soil evaporation rate (mm/s) and P_r is the rate of infiltration (mm/s).

Then, the soil evaporation is converted into a variation of the mulch thickness. If rain occurs, a new wet layer appears with a relative humidity at field capacity w_{fc} . And then a new mulch layer can form on the surface. Thus the model is able to simulate the evolution of the two mulch layers and of the water content of three soil layers

b) Soil hydric budgets

Soil hydrological parameters (w_{sat} , w_{fc} , ψ_{sat} and k_{sat}) are related to soil textural properties using the expressions of Clapp and Hornberger (1978). Given the relative humidity of each soil layer (w_i), hydraulic conductivity (k) and matric potential (ψ) can be calculated by the expressions of Brooks and Corey (1966):

$$\begin{cases} \psi(w_i) = \psi_{sat} \left(\frac{w_i}{w_{sat}} \right)^{-b} \\ k(w_i) = k_{sat} \left(\frac{w_i}{w_{sat}} \right)^{2b+3} \end{cases} \quad (A23)$$

where b is the dimensionless slope of the soil moisture retention curve, k_{sat} (m/s) is the saturated hydraulic conductivity and ψ_{sat} (m) is the saturated soil water potential.

The infiltration rate, I , is computed as follow according to Decharme and Douville (2006):

$$I = k_{sat} \left[\frac{b\psi_{sat}}{\Delta z} \left(\frac{w_{10}}{w_{sat}} - 1 \right) + 1 \right] \quad (A24)$$

where w_{10} is the mean relative humidity of the top ten centimeters of the soil surface, Δz .

The driving equations of the soil water content of the three wet layers are:

$$\begin{cases} \frac{\partial w_{g1}}{\partial t} = \frac{1}{z_1} [-R_{g1} E_{grass} - R_{t1} E_{tree}] \\ \frac{\partial w_{g2}}{\partial t} = \frac{1}{z_2} [-R_{g2} E_{grass} - R_{t2} E_{tree} - \frac{2D_f(w_{g2}, w_t)}{z_2 + z_{rt}} (w_{g2} - w_t) - K(w_{g2})] \\ \frac{\partial w_t}{\partial t} = \frac{1}{z_{rt}} [-R_{t1} E_{tree} + \frac{2D_f(w_{g2}, w_t)}{z_2 + z_{rt}} (w_{g2} - w_t) + K(w_{g2}) - K(w_t)] \end{cases} \quad (A25)$$

$D_f(w_{g2}, w_t)$ is the diffusion coefficient between w_{g2} and w_t which is retrieved using the Brooks and Corey's equations:

$$D_f(w_{g2}, w_t) = k(\bar{w}) \frac{\partial \psi(\bar{w})}{\partial w} \quad (A26)$$

where \bar{w} is the mean relative humidity at the interface of the layers w_{g2} and w_t .

$K(w_{g2})$ and $K(w_t)$ are the drainage terms taken to be equal to the hydraulic conductivity k .

$$\begin{aligned} R_{g1} &= \frac{w_{g1} z_1}{w_{g1} z_1 + w_{g2} z_2} & R_{t1} &= \frac{w_{g1} z_1}{w_{g1} z_1 + w_{g2} z_2 + w_t z_{rt}} \\ R_{g2} &= \frac{w_{g2} z_2}{w_{g1} z_1 + w_{g2} z_2} & R_{t2} &= \frac{w_{g2} z_2}{w_{g1} z_1 + w_{g2} z_2 + w_t z_{rt}} \\ R_{rt} &= \frac{w_t z_{rt}}{w_{g1} z_1 + w_{g2} z_2 + w_t z_{rt}} \end{aligned} \quad (A27)$$

The coefficients R_{t1} , R_{t2} and R_{rt} are used to partition the trees roots uptake between the three soil layers, and similarly, R_{g1} and R_{g2} are used to partition grass roots uptake between the two first soil layers (w_{g1} and w_{g2}). These are weight coefficients depending on the water content of the different layers:

Acknowledgements

The authors wish to acknowledge A. Tuzet for fruitful discussions and the French Ministry for funding S. SauxPicart PhD scholarship.

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It is also the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site <http://www.amma-international.org/>.

References

- Ball, J.T., 1988. An analysis of stomatal conductance. Ph. D. Thesis, Stanford University, 89 pp.
- Bastidas, L.A., H.V. Gupta, S. Sorooshian, W.J. Shuttleworth and Yang, Z.L., 1999. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16): 19,481-19,490.
- Braud, I. et al., 1997. Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *Journal of Hydrology*, 188-189: 912-945.
- Brooks, R.H. and Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media, Colorado University, Fort Collins.
- Casenave, A. and Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa *Journal of Hydrology* 130: 231-249.
- Clapp R.B. and Hornberger, G.M., 1978. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. *Water Resources Research*, 14(4): 601-604.
- Collatz G.J., J.T. Ball, C. Grivet and Berry, J.A., 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54: 107-136.
- Collatz G.J., M. Ribas-Carbo and Berry, J.A., 1992. Coupled Photosynthesis-Stomatal Conductance Model for Leaves of C₄ Plants. *Aust. J. Plant Physiol.*, 19: 519-538.
- Coudert B., C. Ottlé, B. Boudevillain, P. Guillevic and Demarty, J., 2006a. Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual source SVAT model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3): 404-420.
- Coudert B., C. Ottlé and Briottet, X., 2006b. Monitoring land surface processes with thermal infrared data: Calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal surface temperature cycling features. *Remote Sensing of Environment*, submitted.
- Coudert B., C. Ottlé and Briottet, X., 2007. Monitoring land surface processes with thermal infrared data: Calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal surface temperature cycling features. *Remote Sensing of Environment*, in press.
- Coudert B. and Ottlé, C., 2006. An improved SVAT model calibration strategy based on the optimization of the surface temperature temporal dynamics. *Geophysical Research Letters*, submitted.
- Coudert B. and Ottlé, C., 2007. An improved SVAT model calibration strategy based on the optimization of the surface temperature temporal dynamics. *Geophysical Research Letters*, 34: L04402, doi:10.1029/2006GL028778.
- D'Amato, N. and Lebel, T., 1998. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *International Journal of Climatology*, 18(9): 955-974.
- de Vries D.A., 1963. Thermal properties of soils, *Physics of Plant Environment*. Van Wijk, North Holland, Amsterdam, pp. 210-235.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4): 1889-1903.
- Decharme B., and H. Douville (2006), Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model, *Climate Dyn.*, 26, 65-78.
- Demarty J. et al., 2005. Constraining a physically based SVAT model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resour. Res.*, 41(W01011): doi:10.1029/2004WR003695.
- Farquhar G.D., S. von Caemmerer and Berry, J.A., 1980. A Biochemical Model of Photosynthetic CO₂ Assimilation in Leaves of C₃ Species. *Planta*, 149: 78-90.
- François C., 2002. The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sens. Environ.*, 80: 122-133.
- Goodrich, D.C. et al., 2000. Preface paper to the Semi-Arid Land-Surface-Atmosphere (SALSA) Program special issue. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105(1-3): 3-20.
- Goutorbe, J.P. et al., 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology*, 188-189: 4-17.
- Gupta, H.V., L.A. Bastidas, S. Sorooshian, W.J. Shuttleworth and Yang, Z.L., 1999. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16): 19,491-19,503.
- Jalota, A., 1993. Evaporation through a soil mulch in relation to mulch characteristics and evaporativity. *J Australian Journal of Soil Research*, 31(2): 131-136.

- Koster, R.D. et al., 2004. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, 305(5687): 1138-1140.
- Lafleur P.M. and Rouse, W.R., 1990. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49: 135-153.
- Le Barbe, L. and Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188-189: 43-73.
- Lebel, T. and Le Barbe, L., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology*, 188-189: 97-122.
- Lloyd, C.R. et al., 1997. A comparison of surface fluxes at the HAPEX-Sahel fallow bush sites. *Journal of Hydrology*, 188-189: 400-425.
- Monteny, B.A. et al., 1997. The role of the Sahelian biosphere on the water and the CO₂ cycle during the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189: 516-535.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J.L. and Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189: 179-202.
- Ramier D., N. Boulain, B. Cappelaere, F. Timouk, S. Boubkraoui, F. Metayer, C. Lloyd, L. Descroix (2007). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in Central Sahel - 1. energy and water. *Hydrological Sciences Journal* (to be submitted).
- Redelsperger, J.L. et al., 2006. African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) : An International Research Project and Field Campaign. . *Bull. Amer. Meteor. Soc.*(December): 1739-1746.
- Shuttleworth W.J. and Gurney, R.J., 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q. R. J. Meteorol. Soc.*, 116: 497-519.
- Soares J.V., R. Bernard, O. Taconnet, D. Vidal-Madjar and Weill, A., 1988. Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. *Journal of Hydrology*, 99: 281-296.
- Sorooshian, S., Bales, R., Gupta, H., Woodard, G. and Washburne, J., 2002. A brief history and mission of SAHRA: A National Science Foundation Science and Technology Center on 'Sustainability of semi-arid hydrology and riparian areas' (invited commentary) *Hydrol. Process.* , 16: 3293-3295.
- Taylor, C. and Lebel, T., 1998. Observational evidence of persistent convective scale rainfall pattern. . *Monthly Weather Rev.* , 126: 1597-1607.
- Taylor, C.M., Harding, R.J., Thorpe, A.J. and Bessemoulin, P., 1997. A mesoscale simulation of land surface heterogeneity from HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology*, 188-189: 1040-1066.
- Troufleau, D., Lhomme, J.P., Monteny, B. and Vidal, A., 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An experimental analysis of the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189: 815-838.
- Tuzet, A., Castell, J.F., Perrier, A. and Zurfluh, O., 1997. Flux heterogeneity and evapotranspiration partitioning in a sparse canopy: the fallow savanna. *Journal of Hydrology*, 188-189: 482-493.
- Van Genuchten M.T., 1980. A Closed Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898.
- van Leeuwen, W.J.D. et al., 1997. Deconvolution of remotely sensed spectral mixtures for retrieval of LAI, fAPAR and soil brightness. *Journal of Hydrology*, 188-189: 697-724.
- Verhoef A. and Allen, S.J., 2000. A SVAT scheme describing energy and CO₂ fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecological Modelling*, 127: 245-267.

Annexe B

Article 2 : Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region

ZRIBI M., S. SAUX PICART, C. ANDRÉ, L. DESCROIX, C. OTTLÉ and A. KALLEL
International Journal of Remote Sensing
Vol. 28, No. 16, 20 Août 2007, 35473565

International Journal of Remote Sensing
Vol. 28, No. 16, 20 August 2007, 3547–3565



Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region

M. ZRIBI^{*†}, S. SAUX-PICART[†], C. ANDRÉ[†], L. DESCROIX[‡], C. OTTLÉ[†]
and A. KALLEL[†]

[†]CETP/CNRS, 10/12, Avenue de l'Europe, 78140, Vélizy, France

[‡]IRD, BP 11416, Niamey, Niger

(Received 12 April 2006; in final form 31 August 2006)

The analysis of feedbacks between continental surfaces and the atmosphere is one of the key factors to understanding African Monsoon dynamics. For this reason, the monitoring of surface parameters, in particular soil moisture, is very important. Satellite remote sensing appears to be the most suitable means of obtaining data relevant to such parameters. The present paper presents a methodology applied to the mapping and monitoring of surface soil moisture over the Kori Dantiandou region in Niger, using data provided by the ASAR/ENVISAT radar instrument. The study is based on 15 sets of ASAR/ENVISAT C-band radar data, acquired during the 2004 and 2005 rainy seasons. Simultaneously with radar acquisitions, ground soil moisture measurements were carried out in a large number of test fields. Soil moisture was estimated only for fields with bare soil or low-density vegetation, using low-incidence-angle radar data (IS1 configuration). A mask was developed, using SPOT/HRV data and DTM, for use over areas characterized by high-density vegetation cover, pools, and areas with high slopes. Soil moisture estimations are based on horizontal- and vertical-polarization radar data. In order to double the temporal frequency of soil moisture estimations, IS2 data were used with IS1 data, with all data normalized to a single incidence angle. A high correlation is observed between *in situ* measurements and processed radar data. An empirical inversion technique is proposed, to estimate surface soil moisture from dual-polarization data with a spatial resolution of approximately 1 km. Surface soil moisture maps are presented for all the studied sites, at various dates in 2004 and 2005. Of particular interest, these maps reveal convective precipitation scales associated with strong spatial variations in surface soil moisture.

1. Introduction

Surface soil moisture plays a crucial role in the continental water cycle, more specifically in the partitioning of precipitation between surface runoff and infiltration (Beven and Fisher 1996, De Roo *et al.* 1996), and in the partitioning of incoming radiation between latent and sensible heat fluxes. Soil moisture thus influences atmospheric water-vapour fluxes and precipitation as a consequence. Various numerical weather forecasting models have demonstrated the high sensitivity of predicted rainfall to the ambient conditions of soil moisture (Betts *et al.* 1996).

*Corresponding author. Email: zribi@cetp.ipsl.fr

In the case of the African Monsoon, the feedback effects arising from the influence of continental surfaces on the monsoon dynamics are often assumed to have played an important role in the drought of the 1970s and 1980s. In order to achieve a good understanding of the role of the continental surfaces, it is important to identify the main hydrological processes, involved in the continental water cycle, together with their variation and sensitivity as a function of climatic or geologic region. Whereas the theories of Charney (1975) or Eltahir and Gong (1996) address this question at the regional scale, other studies (Taylor and Lebel 1998) raise the hypothesis of continental surface feedback at convective scales. A study performed by Koster *et al.* (2004) illustrates the importance of soil moisture on precipitation in different regions of the globe, particularly West Africa. It is important to take both atmospheric dynamics and continental water dynamics (interactions between horizontal water transfer, soil water storage, and vegetation dynamics) into consideration. Whereas the regular measurement of soil surface characteristics (moisture and vegetation) in these regions poses a substantial challenge, considerable efforts have been made, over the past three decades, to develop remote-sensing techniques for the characterization of the spatial and temporal variability of soil moisture over large regions (Ulaby *et al.* 1986). In particular, active and passive microwave techniques as well as interpretation tools have been developed (Jackson *et al.* 1996).

Passive sensors measure the natural thermal emission of the land surface at microwave wavelengths, using highly sensitive radiometers with poor spatial resolution (more than 40 km). Active sensors, particularly the Synthetic Aperture Radar (SAR) onboard the European Remote Sensing satellite (ERS), have a spatial resolution better than 50 m and have been widely used in recent years. In the case of bare soil, the backscattered radar signal depends strongly on soil moisture and surface roughness (Ulaby *et al.* 1986). In the case of sparse vegetation, the return signal depends both on the vegetation's backscattering characteristics and on the attenuation it introduces to backscattering from the soil (Ulaby *et al.* 1982, Prévot *et al.* 1993). In the case of dense vegetation, such as forests, the soil contribution, in the C band, is generally very weak, particularly at high incidence angles (Ulaby *et al.* 1986, Fung 1994). Many models have been developed to understand the physics of the interaction between radar signal and surface or vegetation parameters. For bare soils, different theoretical and empirical approaches have been developed (Fung *et al.* 1992, Oh *et al.* 1992, Dubois *et al.* 1995, Wang *et al.* 1997, Shi *et al.* 1997, Zribi and Dechambre 2003). Among these, the 'linear approach' linking surface soil moisture to calibrated and validated SAR radar measurements (ERS, SIRC, RADARSAT, and so on) is widely used (Cognard *et al.* 1995, Quesney *et al.* 2000, Le Hégarat-Masclé *et al.* 2002, Zribi *et al.* 2005).

In the case of tropical and semi-arid regions, only a small number of campaigns have been devoted to the study of surface characteristics such as soil moisture. The active microwave studies reported in recent years were based mainly on the use of a low-resolution scatterometer (Frison and Mougin 1996, Magagi and Kerr 1997, Jarlan *et al.* 2002, Zine *et al.* 2005). In some studies, e.g. Woodhouse and Hoekman (2000), the estimation of soil moisture is based on a simple model using an incoherent combination of vegetation and bare soil contributions, weighted according to their respective relative surface areas (as a percentage of total surface area) within each cell observed by the scatterometer. The backscatter contribution from the vegetation is determined using physical or empirical models (Magagi and Kerr 2001).

Because of the high spatial variability of soil moisture in the studied region, resulting from variable convective phenomena in which rainfall is highly localized in small areas, we propose a methodology in which soil moisture is estimated from high-resolution radar data. This type of data also allows different types of surface cover, as well as their respective contributions to the received radar signals, to be distinguished.

Our approach in this paper is based on ASAR/ENVISAT data, acquired simultaneously with *in situ* measurements of soil moisture. The developed methodology proposes to combine several high-resolution radar signals in order to estimate the mean soil moisture at a scale of approximately 1 km.

The present paper is organized as follows. In section 2, the proposed methodology for soil moisture retrieval is described. Section 3 presents the data collected from the Kori Dantiandou region under study: the database including satellite and ground data measurements is discussed. The derived results, including the identification of areas of interest for the estimation of soil moisture, retrieved soil moisture data, and various maps of soil moisture, are then presented. Finally, our conclusions are presented in Section 4.

2. Methodology

As the studied region is characterized by highly heterogeneous soil textures and land covers, it would be very difficult to derive soil moisture from radar signals, using theoretical backscattering models, without having access to a very large database to describe the spatial distribution of various surface and vegetation parameters. The objective of this study was thus to propose a simplified approach, in which surface moisture could be estimated using a sound physical hypothesis, based on the natural characteristics of the studied region.

2.1 Backscattering model

In the present paper, we propose the use of a simplified backscattering model (Ulaby *et al.* 1986), adapted to the analysis of observations carried out with the ASAR instrument. The signal received in each spatial cell viewed by the instrument results from the combined sum of backscattered signals contributed by both bare soil and vegetation cover.

These two contributions, weighted by their respective percentages of terrain cover, are added incoherently to give the measured signal $\sigma_{\text{total}}^0(\theta)$:

$$\sigma_{\text{total}}^0(\theta) = C\sigma_{\text{cover}}^0 + (1 - C)\sigma_{\text{soil}}^0, \quad (1)$$

where C is the mean fraction of observed terrain covered by vegetation, and σ_{cover}^0 is given by the incoherent sum of the modelled contributions of vegetation (σ_{veg}^0) and vegetation-covered soil (σ_{soil}^0). The latter term includes the attenuation resulting from the vegetation cover layer, and σ_{cover}^0 can thus be expressed as:

$$\sigma_{\text{cover}}^0 = \sigma_{\text{veg}}^0 + \sigma_{\text{soil-veg}}^0 + \gamma^2(\theta)\sigma_{\text{soil}}^0 \quad (2)$$

where $\gamma^2(\theta) = \exp[-2\tau/\cos(\theta)]$ is the two-way vegetation canopy transmittivity, and $\sigma_{\text{soil-veg}}^0$ represents the contribution resulting from multiple scattering interactions between the vegetation canopy and the soil surface. In the water cloud model used in the present study, the contributions from the latter term were considered to be

negligible, thus leading to:

$$\sigma_{\text{cover}}^0 = \sigma_{\text{veg}}^0 + \gamma^2(\theta) \sigma_{\text{soil}}^0. \quad (3)$$

From the empirical model of Ulaby *et al.* (1986):

$$\sigma_{\text{veg}}(\theta) = 0.75 w \cos(\theta) [1 - \gamma^2(\theta)], \quad (4)$$

where τ is the optical thickness, and w is the single scattering albedo of the vegetation.

From an analysis of land use on the studied region, it can be shown that the fraction C in expression (1) would certainly be lower than 0.2 (Zine 2004).

In order to analyse the effect of surface parameters on radar signals, we simulated the backscattered signals expected when using the empirical vegetation model described above, together with the IEM model (Fung *et al.* 1992, Wu *et al.* 2001) for bare soil. Based on roughness measurements made in the studied site in Hapex Sahel experimental campaign (1992), roughness parameters are taken to be equal to 0.5 cm for the rms height and 7 cm for the correlation length. The correlation function is considered exponential.

Figure 1 illustrates the simulated total radar signal σ_{total}^0 and the bare soil signal σ_{soil}^0 , for three volumetric moisture values 5%, 10%, and 15%. On the basis of various *in situ* studies carried out in the region (Magagi and Kerr 1997), we assumed a maximum optical thickness τ equal to 0.75 and a single scattering albedo equal to 0.1 for areas of sparse vegetation.

It can be seen that the total radar signal is approximately equal to the bare soil signal at low incidence angles ($<30^\circ$). The relative influence of vegetation increases with incidence angle, particularly for the driest soils. These simulations illustrate the dominance of bare soil backscattering on the total radar signal, with contributions from vegetation remaining negligible at low incidence angles, as has been shown in other studies in these regions (Magagi and Kerr 1997, Zine *et al.* 2005):

$$\sigma_0(\theta) \approx \sigma_{\text{soil}}(\theta). \quad (5)$$

IEM simulations in the case of smooth surfaces and low incidence angles, with mainly a specular diffusion (Fung 1994), show in a first-order approximation a separation between roughness and moisture effects:

$$\sigma_{\text{soil}} = f(R)g(M_v), \quad (6)$$

where $f(R)$ is a function of roughness, and g is a function of M_v .

This can be rewritten on a logarithmic scale as:

$$\sigma_{\text{soil}}^{\text{dB}} = 10 \log(f(R)) + 10 \log(g(M_v)). \quad (7)$$

Knowing that bare soil surfaces are very smooth, particularly on plateaux or degraded soil sites, and that their surface aspect changes very little throughout the year, the difference between radar signals recorded at different times in the same cell (characterized by bare soil and very sparse vegetation) should depend only on changes in surface soil moisture. This observation supports the simplification in which the effect of surface roughness is neglected, allowing soil *moisture* to be considered as the only variable having a significant influence on backscattered radar signals.

Downloaded By: [Institut Univ De Technologie] At: 11:24 10 August 2007

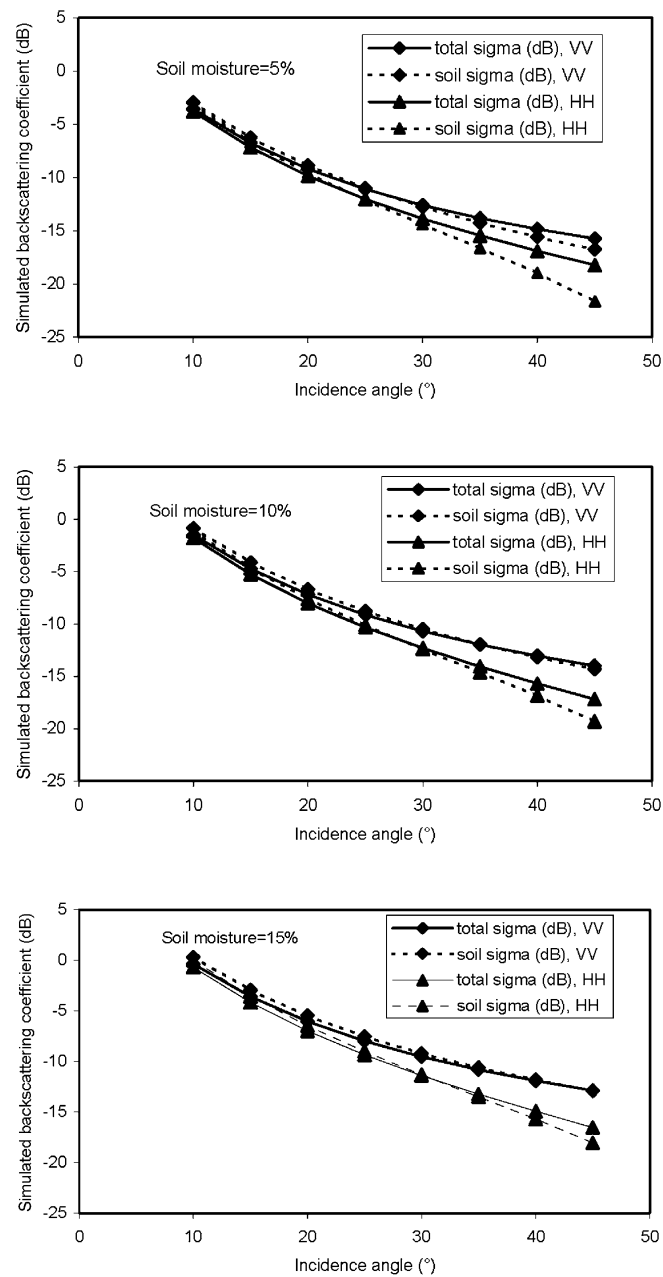


Figure 1. Simulation of backscattering signal over a vegetation-covered surface.

An initial reference image was taken during the dry season, just before the Monsoon (rainy season), with the same roughness and a moisture content close to zero. The influence of soil roughness was eliminated from subsequent images, by subtracting the reference image data, over both bare soil and sparse vegetation.

As illustrated by different experimental studies (Ulaby *et al.* 1986, Le Hégarat-Masclé *et al.* 2002, Zribi *et al.* 2005), the relationship in equation(7) can be

simplified to:

$$\sigma_{\text{soil}}^{\text{dB}} = \alpha M_v + \beta, \quad (8)$$

where β is a function of soil roughness, M_v the volumetric soil moisture, and α the slope between soil moisture and radar signal, which is a function of soil texture, and vegetation cover if we consider no roughness variation.

The differences between the soil components of radar images, described above, can thus be expressed as:

$$\sigma_{\text{soil}}^{\text{dB}} - \sigma_{\text{soil/dry}}^{\text{dB}} = \alpha(M_v - M_{v0}). \quad (9)$$

If we consider $M_{v0} \approx 0$, in the case of the reference image taken during the dry season, then

$$\sigma_{\text{soil}}^{\text{dB}} - \sigma_{\text{soil/dry}}^{\text{dB}} \approx \alpha M_v. \quad (10)$$

This change-detection method, used in other experimental studies (Wagner *et al.* 1999a, b), allows estimation of surface soil moisture with the hypothesis of invariant surface roughness.

This method could reduce an important part of the roughness effect. However, in the case of very small variations of roughness, a coefficient could be added to the second term of equation (10):

$$\sigma_{\text{soil}}^{\text{dB}} - \sigma_{\text{soil/dry}}^{\text{dB}} \approx \alpha M_v + c, \quad (11)$$

where c depends on roughness changes and is close to zero.

2.2 Mapping approach

The methodology described above supposes the existence of only two types of land coverage: vegetation and bare soil. In reality, when low-resolution cells are considered throughout the studied region, other types of surface cover, in particular pools and high slope surfaces, need to be taken into account. The radar signal expressed in equation (1) could thus be rewritten as:

$$\sigma^0(\theta) = C_1 \times \sigma_{\text{cover}}^0 + C_2 \times \sigma_{\text{soil}}^0 + C_3 \sigma_{\text{pool}}^0 + (1 - C_1 - C_2 - C_3) \sigma_{\text{relief}}^0, \quad (12)$$

with σ_{pool}^0 representing the backscattered signal from pools and σ_{relief}^0 the backscattered signal from high-slope surfaces.

In order to adapt the more complex situation described here to our simplified approach, areas of land other than those classified as having ‘bare soil’ or ‘sparse vegetation’ cover need to be removed from the analysis: this concerns pools, high slope areas, and areas covered by high-density vegetation. SPOT/HRV optical data and DTM were used to map these types of cover, from which a global mask could be generated to remove their respective contributions. The proposed methodology to estimate soil moisture over the studied site is described in figure 2. This illustrates the retrieval of soil moisture over bare soils and low vegetation density applied over the studied site with the application of the change detection method to reduce roughness effect. The estimated soil moisture value is the mean of the two estimations obtained with HH and VV polarizations.

3. Application and results

3.1 Studied area and database

3.1.1 Description of the region. The studied region is located in the south-west part of Niger, between the Niger river and the fossil valley of Dallo Bosso (cf. figure 3). This is a part of the one square degree area (13–14° N, 2–3° E) defined in 1992 for the purposes of the international Hapex-Sahel survey (Goutorbe *et al.* 1997). The sahelian climate in this region is semi-arid, with an average annual rainfall ranging between 300 and 750 mm per year, characterized by a rainy season from June to September.

The landscape is mainly flat, and is dominated by dissected plateaux with slopes of less than 6%. The plateaux have lateritic soils and are covered with tiger bush. They are bordered largely by terrain with strong transitional features and steep inclines, which can reach a slope of 35%. The vegetation in the valleys is dominated by cultivated fields (mainly millet) and fallow. Eight types of land surface conditions were identified, using a classification system based on optical images recorded by SPOT and DTM (Digital Terrain Model) acquired by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, <http://srtm.usgs.gov/>), with a spatial resolution close to 100 m, as illustrated in figure 4(a). This mapping is based on different factors (vegetation types, relief, soil type, land use, and so on). Each factor has an impact on the proposed classification. The combination of all these factors significantly determines the vegetal nature (D'Herbès and Valentin 1997). We consider three classes of plateau (bare soil, sparse vegetation, and dense vegetation), degraded

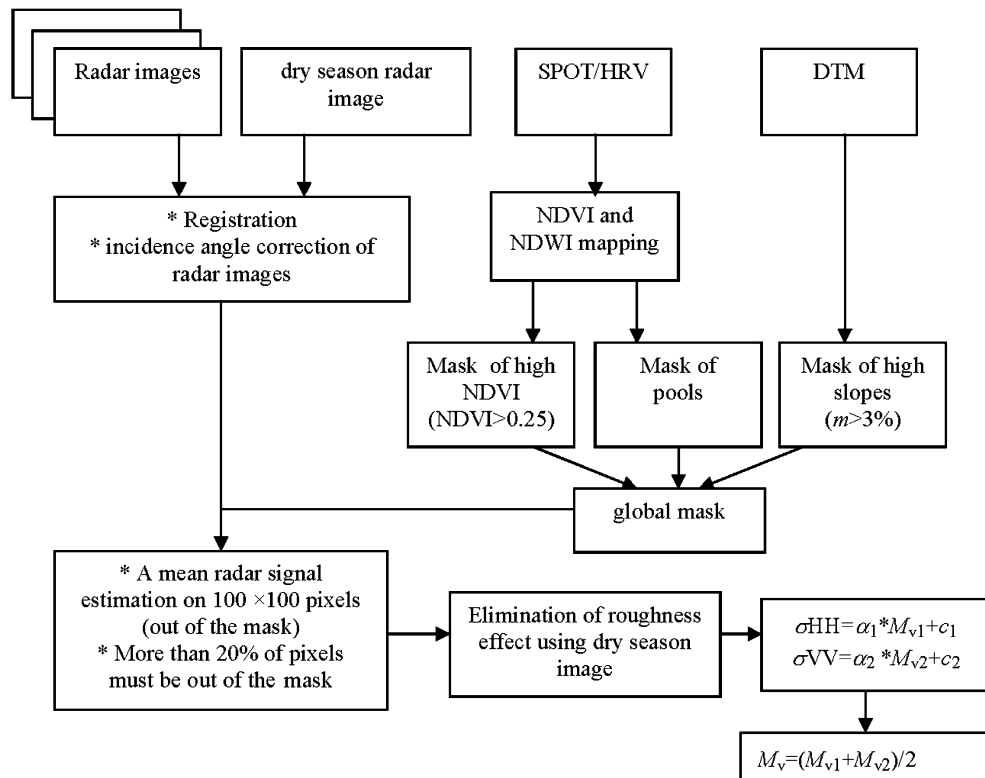


Figure 2. Proposed method for retrieval of soil moisture from radar observations.

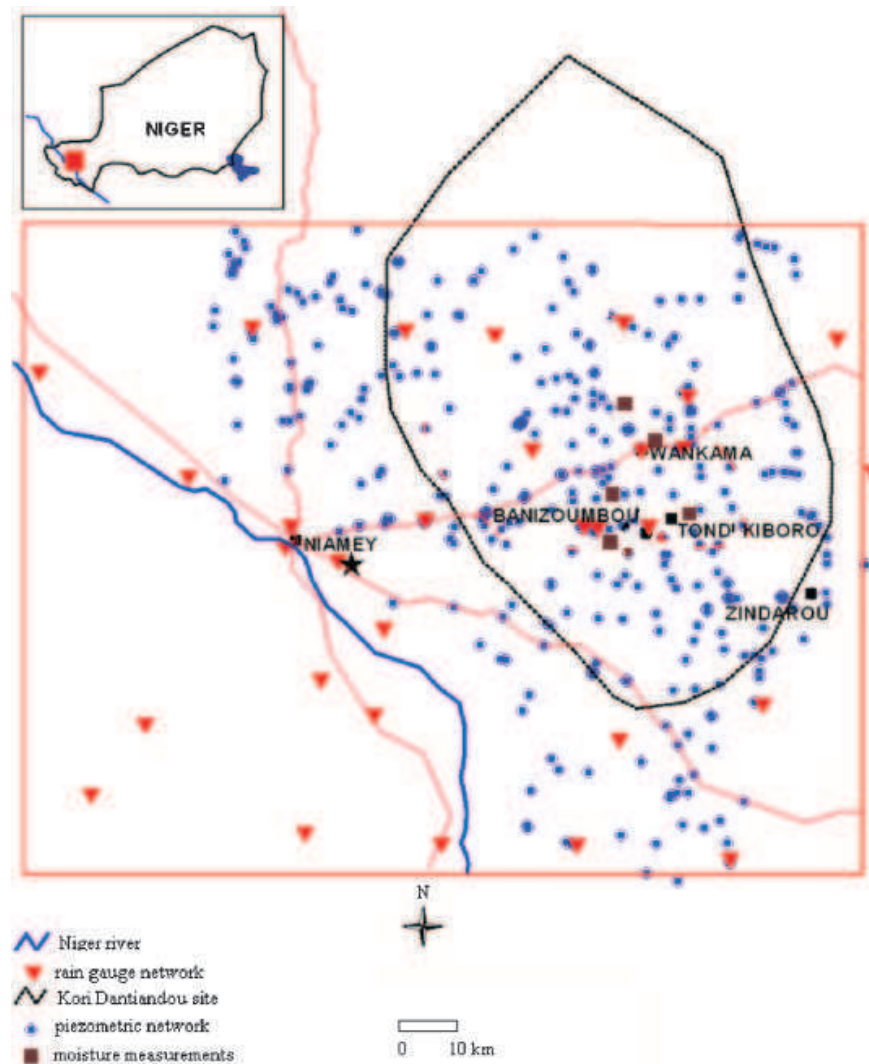


Figure 3. Area map of the Kori Dantiandou region.

lands with extremely sparse vegetation cover, old fallow including areas of relatively dense woody coverage, recent fallow covered by a herbaceous layer with a very sparse woody component, hilly inclines, and millet fields on valley floors. As noted by Zine *et al.* (2005), the millet fields are situated in sparsely covered valley floors (with less than 1 plant per m^2). The bare soil and 'sparse vegetation' classes represent approximately 53% of the surface area of the studied region.

3.1.2 Satellite data. Following ESAR, ERS1, and the two SARs, the European Space Agency launched the ENVISAT platform, which included ASAR in its suite of instruments, in March 2002. Compared with ERS/SAR, this instrument has an extended measurement capacity, due to its multiple operating modes (Rosich 2002). In particular, it has a greatly improved measurement repeat rate, with approximately 5 days between two successive images taken at two different incidence

Downloaded By: [Institut Univ De Technologie] At: 11:24 10 August 2007

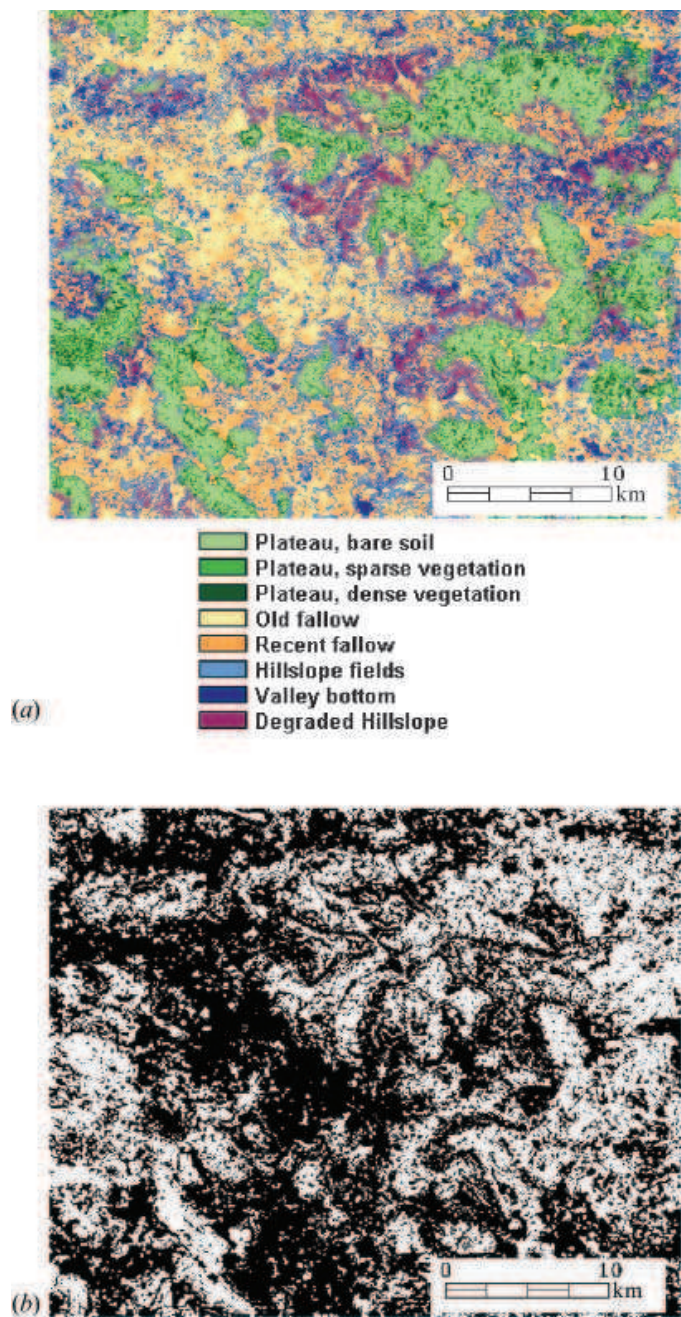


Figure 4. Illustration of land-surface conditions in 2004 (a), and of the mask corresponding to high vegetation density, pools and high slopes (b).

angles, as opposed to a 35-day repeat cycle for ERS/SAR. In the present study, we chose to use the narrow observation mode which generates high-resolution data (12.5 m \times 12.5 m sample spacing). Acquisitions were made between 2004 and 2005, with two incidence angles (IS1 and IS2) in co-polarized alternating polarization mode HH and VV. Details of SAR images are presented in table 1.

A large number of SPOT/HRV images, acquired simultaneously with the radar soundings, proved particularly useful for the mapping of land use.

3.1.3 Ground data. Simultaneously to satellite acquisitions, two types of ground data measurement were made. The *in situ* collection of soil was extremely important in this experiment, in order to validate the soil moisture retrieval algorithm. The sampling strategy was influenced by logistic issues, in particular ease of access and the presence of support facilities at various locations. In addition, because of rapid soil moisture fluctuations due to high evaporation rates, all surface samples had to be collected within a time window of approximately 3 h. Different test locations, illustrated in figure 3, were selected for these measurements: Banizoumbou, Wankama, Plateau Sofia, Maourey Kaoura Zeno, Tondi Kiboro, and Garbey Tombo. At each of these sites, we tried to obtain samples from several adjacent locations, about 100 m away, which could then be grouped together and selected in order to provide samples from different types of land use (bare soil, cultivated fields, degraded, and fallow soil). Measurements were made using both a handheld TDR (Time Domain Reflectometry) instrument and a gravimetric analysis of soil samples for TDR measurements calibration.

Land-use validation was carried out in October 2005. Different sites were selected from the studied region (Banizambou and Wankama in particular) in order to validate our approach to land-use classification and to improve the precision of geo-referenced images.

3.1.4 Satellite data processing. Absolute calibration of the ASAR images was needed in order to transform radar signals (digital numbers) into backscattering coefficients (σ^0). All of the images were geo-referenced and superimposed, with an rms control point error of about 20 m.

The dependence of radar signals on variations in incidence angle is more pronounced at low angles than at high incidence angles, particularly in the case of bare soils (Fung 1994). As a result, within a given radar image, it is important to make corrections for this influence. In the case of the IS1 configuration (central incidence angle equal to 18.27°), incidence angles ranged between 14.3° and 22.2° (from the first to the last columns). A simple empirical linear relationship seems

Table 1. ASAR/ENVISAT image details.

Date	Sample spacing size	Polarizations	Angle	Orbital path
17 February 2004	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Descending
5 August 2004	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Ascending
30 August 2004	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Descending
9 September 2004	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Ascending
14 September 2004	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Descending
1 February 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Descending
15 February 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS2	Ascending
5 July 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Ascending
7 July 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS2	Descending
21 July 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Ascending
26 July 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Descending
9 August 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS2	Ascending
11 August 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS2	Descending
30 August 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS1	Descending
15 September 2005	12.5 m \times 12.5 m	HH/VV	IS2	Descending

sufficient to correct the backscattered radar signals for incidence angle effects, as illustrated in figure 5, such that all IS1 images were normalized to the same incidence angle of 18.27° . The same calibration was also applied to IS2 data, with a central incidence angle of 22.45° (figure 5).

Because of the lack of availability of IS1 data corresponding to the rainy season, it was decided, in the development of the proposed algorithm, to foresee the integration of IS2 data into the IS1 data set. A correction was thus needed in order to adjust the IS2 data to the equivalent of IS1 incidence angles.

In an initial phase, using dry season images taken with IS1 and IS2, we computed the mean offset between the two radar signal levels, at the two incidence angles 18.27° and 22.45° . Knowing that this offset is dependent only on soil roughness (Zribi and Dechambre 2003), and assuming there to be no variations in soil roughness during the rainy season, this offset could be expected to be constant for the whole database: for the HH polarization, the offset was $\Delta\sigma=2.2$ dB, and for the VV polarization, it was $\Delta\sigma=1.9$ dB. We observe, in agreement with backscattering studies (Fung 1994), that the offset is higher for the HH than for the VV polarization. At low incidence angles, the dominance of soil backscattering, predicted by model simulations, was confirmed. Although this hypothesis is justified for the IS1 and IS2 configurations, it may not be valid for higher incidence angles, particularly during the dry season.

3.2 Interpretation of the results

In this section, we first present the methods used to mask the effects of different types of terrain cover (high density vegetation, pools, high-slope surfaces), which are not directly taken into account in the retrieval of surface moisture from observed radar signals.

3.2.1 Development of a mask to exclude surfaces not considered for soil moisture estimation.

- *Localization of low vegetation sites*: The identification of low vegetation densities is based on the use of the NDVI vegetation index, which was

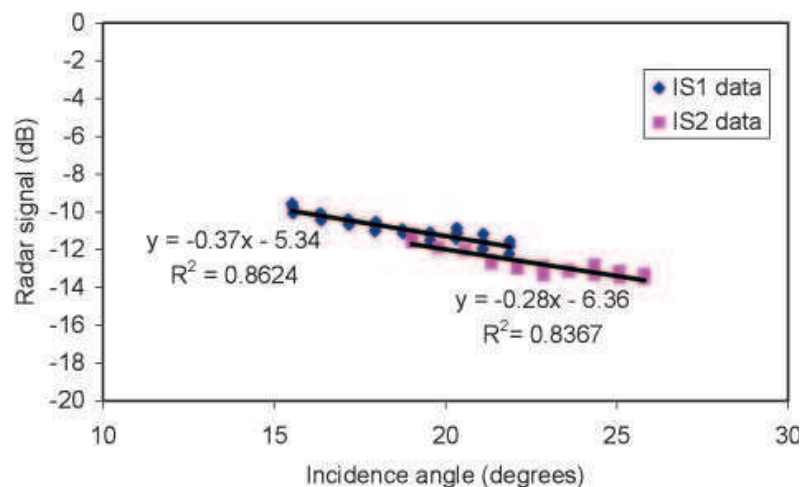


Figure 5. Illustration of the linear empirical models used for data normalization to one incidence angle (for IS1 and IS2 data).

computed for all relevant dates of the study. During the rainy season, cultivated fields and grass grow very quickly, and the vegetation cycle has its maximum rate of growth around the month of September, as shown in figure 6 (corresponding to measurements acquired in 1992 over the same region). The SPOT images taken in the month of September were thus used to identify sites with low vegetation. We considered almost all areas with an NDVI lower than 0.25. As can be seen in figure 4(b), the resulting definition of low-density vegetation is particularly relevant to bare soils, areas of sparse plateau vegetation (in tiger bush), degraded land, and various millet fields with highly dispersed vegetation.

- *Localization of pools:* The hydrology of the Sahel is characterized by a degraded drainage network, resulting in a general lack of large watersheds. In the Niamey degree (the square degree Hapex-Sahel survey area), various studies have shown the importance of pools in the hydrology of the region. Pools cover a very low percentage of the studied region (about 0.7%). They are detected by discriminating between the spectral difference between the NDVI and NDWI indices (Gond *et al.* 2000).
- *Localization of areas with high slopes:* The studied region is characterized by a generally flat landscape with smooth transitions between plateaux and valley floors. However, the plateaux are often bordered by terrain with strong transitional features, with slopes reaching 35%. These areas of transition, characterized by completely different soil backscattering signals because of high local incidence angles, need to be removed from our analysis. Our method was based on the use of a DTM. The DTM provided by SRTM mission, was over-sampled and then overlaid onto the radar image. In this study, areas with slopes greater than 3% were eliminated. The 3% slope corresponds to approximately 1.75° of local incidence angle variation. For our range of incidence angles around 20° , this variation could have an important effect on backscattering signal. These areas correspond to about 13.2% of the studied region.

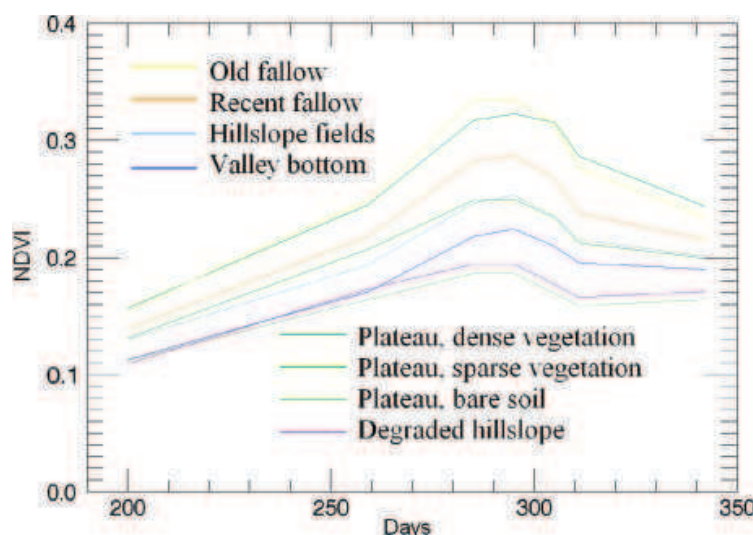


Figure 6. Vegetation cycle and evolution of NDVI index for different types of land surface conditions.

- *Implementation of the mask:* A global mask was defined according to the criteria and methodologies described above, in order to account for all areas containing high-density vegetation, high slopes, or pools. This mask was then used to exclude all related pixels from the studied region, for the purposes of soil moisture estimation in the remaining areas of interest.

3.2.2 Relationship between soil moisture and processed radar signals. Following application of the mask described in the previous section, all remaining pixels were considered to be valid candidates for soil moisture and surface roughness analysis. For any given zone of the resulting image, the radar signal data from a minimum number of neighbouring pixels were combined, before estimating soil backscattering coefficients. Such pixel binning was necessary in order to avoid the introduction of speckle noise into the results, and to allow for possible registration errors between optical and radar data. Areas with a minimum size of 8×8 pixels (corresponding to $100\text{ m} \times 100\text{ m}$) were used for the computation of backscattering coefficients, and those areas smaller than this minimum were added to the mask described above. The resulting number of mask pixels corresponds to approximately 55.3% of the studied region.

In order to eliminate the effects of local terrain heterogeneities (due to soil texture, small slopes, or dispersed heterogeneous vegetation) in the radar signals, soil moisture was estimated over large cells defined by areas of 100×100 pixels. For each resulting cell, the soil moisture was computed only if it could be verified that at least 20% of the cell's pixels lay outside the mask. As a result, the value of soil moisture computed from the processed pixels can be considered representative of the whole cell. Ground data measurements were carried out in many different cells, and measurements made in the same cell were averaged to provide a mean estimation of soil moisture. As areas of dense vegetation were eliminated from our radar image analysis, and the influence on radar signals of soil moisture (under vegetation) is weak, we took only bare soil or low dispersed vegetation soil moisture measurements into consideration.

Figure 7 illustrates the relationship between ground data volumetric soil moisture measurements and processed HH and VV polarization radar signals, for data acquired at different times in 2004 and 2005. Since the spatial resolution of the developed model is approximately 1 km, the averaged radar signals are compared with averaged ground data soil moisture values taken from the same cells. The range of observed soil moisture conditions is clearly representative of the soil moisture variations encountered in this semi-arid region, which is influenced by conditions of very high evaporation.

It can be seen that the results are very similar for HH and VV polarizations, and that the backscattered radar signals have a clear dependence on soil moisture, with a correlation coefficient R^2 about 0.7. Using IS1 data only, slopes equal to respectively 0.32 and 0.27 are found for the HH and VV polarizations.

When IS2 data are added, following correction for incidence angle effects, very good coherence can be observed between the results obtained from IS1 and IS2 with only small differences in slope (the slopes obtained with IS2 data are 0.33 and 0.29, respectively, for the HH and VV polarizations). This result confirms the robustness of the described approach, meaning that the incidence angle normalization of IS2 data to match IS1 measurements has the potential of enabling comparable radar images to be taken at improved repetition rates.

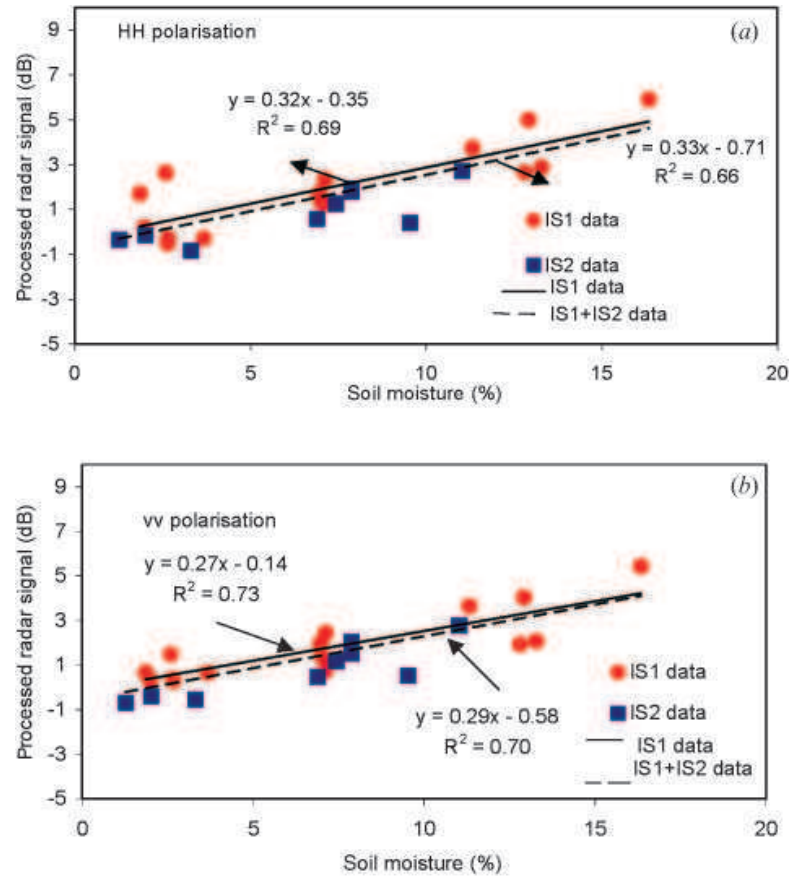


Figure 7. Relationship between processed radar signal and ground-truth soil moisture in test site areas: (a) HH polarization; (b) VV polarization.

In conclusion, the approach reported here allows soil moisture to be recovered from the processed radar signals by inverting the linear relationship. The combined use of IS2 and IS1 data could potentially halve the time intervals between successive soil moisture estimations at the studied site.

Validation of our soil moisture retrieval algorithm was based on comparisons between ground-data estimations of volumetric soil moisture and measurements derived from ASAR/ENVISAT using the inversion model (as illustrated in figure 8). The resulting rms error is equal to 2.2% (in terms of volumetric moisture). This result is excellent, and consistent with the first results. It should be pointed out that although the areas used for ground-data validation were located quite close to those defined on the radar maps for our model development, these two sets of measurements were acquired at different dates.

Following the process described above, it was possible to apply our validated model to each set of ASAR-ENVISAT data, on a pixel-by-pixel basis. By taking M_v to be the mean of the two estimations of soil moisture for HH and VV radar polarizations:

$$M_v = \frac{M_{vHH} + M_{vVV}}{2}. \quad (13)$$

In figure 9, the resulting soil moisture maps are shown for four different dates. In

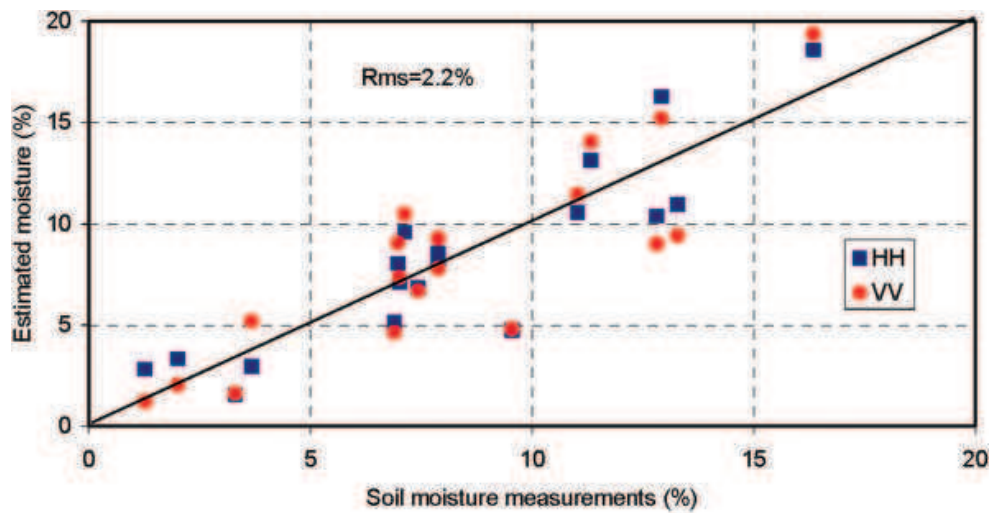


Figure 8. Ground-truth versus estimated soil moistures at the test site, for radar data pixels which were not used in the development of the proposed model.

order to interpret these images correctly, the rainfall patterns of this region need to be considered: the spatial and temporal features shown in figure9 are obviously related to variations in rainfall over the region.

The satellite radar images recorded in 2004 include only the northern part of the studied region. It can also be observed that on 6 July 2004, the whole region was characterized by a very low soil moisture content (no rainfall had been recorded during the 24h prior to the satellite acquisitions). On 14 September 2004, the average soil moisture in the northern part of the region can be seen to be lower than in the South. Rain-gauge recordings are in agreement with this result: in the north of the region, they recorded zero precipitation.

We provide another example with data recorded on 11 August 2005 and 30 August 2005: on these dates, it can be seen that the north of the region received more rainfall than the south (in fact on the 11 August 2005, there was no rainfall in the south at all). In the north-western sector, in which high moisture levels are indicated, no rain-gauge recordings were available, but in the western sector of the region, 25 mm of rain was recorded, in good agreement with our soil moisture maps.

On 30 August 2005, rain-gauge measurements in the north of the region indicated a mean rainfall of 0.5 mm during a 3-h period prior to satellite acquisition, whereas no rainfall was recorded in the south during the 24-h period prior to this acquisition.

It can also be observed that during dry periods, the computed soil moisture values are generally very low. On the other hand, because rainy events in this region are generally localized to small areas (due to convective scale precipitation . . .), strong spatial variations in soil moisture can be observed.

4. Conclusions

This paper proposes a methodology which can be successfully applied to the mapping of soil moisture, using ASAR/ENVISAT radar data. Our approach is based first on the dominance, at low incidence angles, of backscattered radar signals returned by bare soil with low-density vegetation.

Our methodology can be broken down into several successive steps:

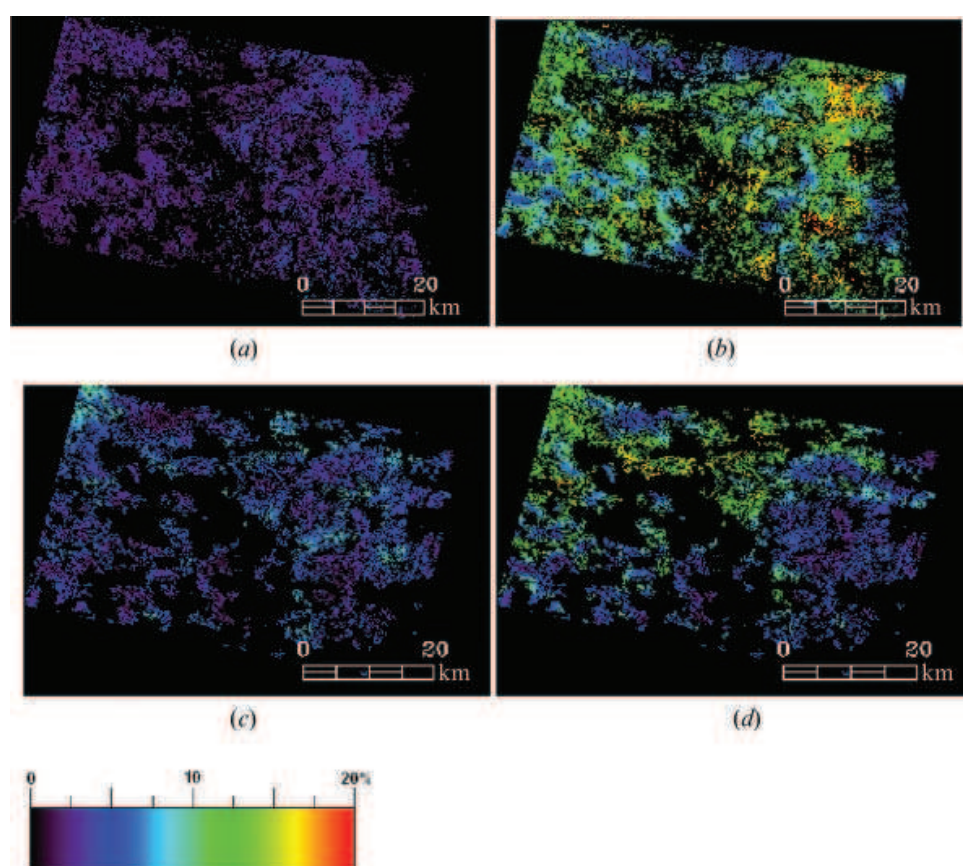


Figure 9. Estimated soil maps of the Kori Dantiandou region, generated from ASAR data and our soil moisture algorithm on four different dates: (a) 6 July 2004; (b) 14 September 2004; (c) 11 August 2005; (d) 30 August 2005.

1. IS1 radar data corresponding to small incidence angles only are selected. IS2 data are then normalized to the same incidence angle as that used for IS1.
2. Soil moisture estimations are made from processed radar signals and then averaged over cells of 100×100 sample spacing.
3. For each cell, areas corresponding to pools, high slopes, and high-density vegetation are masked.
4. Roughness effects are eliminated by subtracting radar data recorded during the dry season from data used for soil moisture determination.
5. Soil moisture is retrieved, by inverting a linear relationship between the processed signals and soil moisture.

A linear relationship has been established between ground-data measurements and processed radar images, with a correlation coefficient R^2 of about 0.70. Similar behaviours are noted for both HH and VV polarizations. The algorithm was validated using ground-data observations, with an rms error equal to 2.2%. Soil moisture was mapped for all of the dates on which radar data were acquired. The resulting maps show a consistent spatial structure, dominated by varying rainfall patterns.

These results clearly demonstrate the effectiveness of combining (IS1 and IS2) ASAR data and applying our soil moisture retrieval algorithm. By applying incidence angle corrections to IS2 radar measurements, the frequency of surface soil moisture estimations can be doubled, to approximately five times per month. It is of particular interest to note that these maps could be integrated into soil–vegetation–atmosphere interaction models, allowing feedback between continental surfaces and the atmosphere to be evaluated.

Acknowledgements

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US, and Africa. It is also the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International Web site <http://www.amma-international.org/>.

The authors would like to thank the European Space Agency (ESA) for providing them with ASAR images free of charge, in the framework of the ENVISAT/ASAR project no. 1522. The SPOT images were acquired through the CNES'ISIS programme (Centre National d'Etudes Spatiales). The authors would also like to thank the Niamey-IRD team for their logistic support during terrain and rainfall-measurement surveys carried out in Niger.

References

- BETTS, A.K., BALL, J.H., BELJAARS, A.C.M., MILLER, M.J. and VITERBO, P.A., 1996, The land surface–atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research*, **101**, pp. 7209–7225.
- BEVEN, K.J. and FISHER, J., 1996, *Remote Sensing and Scaling in Hydrology, Scaling in Hydrology Using Remote Sensing*, J.B. Stewart, E.T. Engman, R.A. Feddes, and Y. Kerr (Eds), pp. 1–18 (Chichester: John Wiley & Sons).
- CHARNEY, J.G., 1975, Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, pp. 193–202.
- COGNARD, A.-L., LOUMAGNE, C., NORMAND, M., OLIVIER, P., OTTLÉ, C., VIDAL-MADJAR, D., LOUAHALA, S. and VIDAL, A., 1995, Evaluation of the ERS1/Synthetic Aperture Radar capacity to estimate surface soil moisture: two year results over the Naizin watershed. *Water Resource Research*, **31**, pp. 975–982.
- D'HERBÈS, J.M. and VALENTIN, C., 1997, Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology*, **188–189**, pp. 18–42.
- DE ROO, P.J., OFFERMANS, R.J.E. and CREMERS, N.H., 1996, LISEM: A single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: Sensitivity analysis, validation and application. *Hydrological Processes*, **10**, pp. 1119–1126.
- DUBOIS, P.C., VAN ZYL, J. and ENGMAN, T., 1995, Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **33**, pp. 915–926.
- ELTAHIR, E.A.B. and GONG, C., 1996, Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate*, **9**, pp. 1030–1042.
- FRISON, P.L. and MOUGIN, E., 1996, Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, pp. 1–11.
- FUNG, A.K., 1994, *Microwave Scattering and Emission Models and their Applications* (Norwood, MA: Artech House).
- FUNG, A.K., LI, Z. and CHEN, K.S., 1992, Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, pp. 356–369.

- GOND, V., BARTHOLOMÉ, E., OUATTARA, F., NONGUIERMA, A. and BADO, L., 2000, Mapping and monitoring small ponds in dryland with the VEGETATION instrument application to West Africa. In *Proceedings of VEGETATION 2000*, Lake Maggiore—Italy, 3–6 April 2000.
- GOUTORBE, J.P., LEBEL, T., DOLMAN, A.J., GASH, J.H.C., KABAT, P., KERR, Y.H., MONTENY, B., PRINCE, S.D., STRICKER, J.N.M., TINGA, A. and WALLACE, J.S., 1997, An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology*, **188–189**, pp. 4–17.
- JACKSON, T.-J., SCHMUGGE, J. and ENGMAN, E.-T., 1996, Remote sensing applications to hydrology: soil moisture. *Hydrological Sciences*, **41**, pp. 517–530.
- JARLAN, L., MOUGIN, E., FRISON, P.L., MAZZEGA, P. and HIERNAUX, P., 2002, Analysis of ERS wind scatterometer time series over Sahel (Mali). *Remote Sensing of Environment*, **81**, pp. 404–415.
- KOSTER, R.D., DIRMEYER, P.A., GUO, Z., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., GORDON, C.T., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D., LIU, P., LU, C.-H., MALYSHEV, S., McAVANEY, B., MITCHELL, K., MOCKO, D., OKI, T., OLESON, K., PITMAN, A., SUD, Y.C., TAYLOR, C.M., VERSEGHY, D., VASIC, R., XUE, Y. and YAMADA, T., 2004, Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, pp. 1138–1140.
- LE HÉGARAT-MASCLE, S., ZRIBI, M., ALEM, F., WEISSE, A. and LOUMAGNE, C., 2002, Soil moisture estimation from ERS/SAR data: Toward an operational methodology. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**, pp. 1–12.
- MAGAGI, R.D. and KERR, Y.H., 1997, Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, **188–189**, pp. 361–384.
- MAGAGI, R.D. and KERR, Y.H., 2001, Estimating surface soil moisture and soil roughness over semiarid areas from the use of the copolarization ratio. *Remote Sensing of Environment*, **75**, pp. 432–445.
- OH, Y., SARABANDI, K. and ULABY, F.T., 1992, An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, pp. 370–381.
- PRÉVOT, L., DECHAMBRE, M., TACONET, O., VIDAL-MADJAR, D., NORMAND, M. and GALLE, S., 1993, Estimating the characteristics of vegetation canopies with airborne radar measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **14**, pp. 2803–2818.
- QUESNEY, A., LE HÉGARAT-MASCLE, S., TACONET, O., VIDAL-MADJAR, D., WIGNERON, J.P., LOUMAGNE, C. and NORMAND, M., 2000, Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. *Remote Sensing of Environment*, **72**, pp. 290–303.
- ROSICH, 2002, *ASAR Validation Review*, ESRIN, Frascati, 11–12 December, 2002.
- SHI, J., WANG, J., HSU, A.Y., O'NEILL, P.E. and ENGMANN, T., 1997, Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-band SAR image data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**, pp. 1254–1265.
- TAYLOR, C. and LEBEL, T., 1998, Observational evidence of persistent convective scale rainfall patterns. *Monthly Weather Review*, **126**, pp. 1597–1607.
- ULABY, F.T., ASLAM, A. and DOBSON, M.C., 1982, Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **20**, pp. 476–481.
- ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNG, A.K., 1986, *Microwave Remote Sensing Active and Passive* (Norwood, MA: Artech House).
- WAGNER, W., NOLL, J., BORGEAUD, M. and ROTT, H., 1999a, Monitoring soil moisture over the Canadian Prairies with the ERS scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, pp. 206–216.
- WAGNER, W., LEMOINE, G. and ROTT, H., 1999b, A method for estimating soil moisture from ERS Scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, **70**, pp. 191–207.

- WANG, J., HSU, A., SHI, J.C., O'NEIL, P. and ENGMAN, T., 1997, Estimating surface soil moisture from SIR-C measurements over the Little Washita River watershed. *Remote Sensing of Environment*, **59**, pp. 308–320.
- WOODHOUSE, I.H. and HOE KMAN, D.H., 2000, Determining land surface parameters from the ERS-1 wind-scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**, pp. 126–140.
- WU, T.D., CHEN, K.S., SHI, J. and FUNG, A.K., 2001, A transition model for the reflection coefficient in surface scattering. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, pp. 2040–2050.
- ZINE, S., JARLAN, L., FRISON, P.-L., MOUGIN, E., HIERNAUX, P. and RUDANT, J.-P., 2005, Land surface parameter monitoring with ERS scatterometer data over the Sahel: A comparison between agro-pastoral and pastoral areas. *Remote Sensing of Environment*, **96**, pp. 438–452.
- ZINE, S., 2004, Suivi d'une zone sahélienne agro-pastorale par télédétection satellite radar. PhD, Marne La Vallée University.
- ZRIBI, M. and DECHAMBRE, M., 2003, An new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from radar data. *Remote Sensing of Environment*, **84**, pp. 42–52.
- ZRIBI, M., BAGHDADI, N., HOLAH, N. and FAFIN, O., 2005, New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion. *Remote Sensing of Environment*, **96**, pp. 485–496.

Bibliographie

- [1] ALLEN S.J., WALLACE J.S., GASH J.H.C., and SIVAKUMAR M.V.K. Measurements of albedo variation over natural vegetation in the Sahel. *International Journal of Climatology*, 14 :625–636, 1993.
- [2] BAILLARGEON S. Le krigeage : revue de la théorie et application à l’interpolation spatiale de données de précipitations. Ph. d., Faculté des Sciences et de Génie, Université de Laval, Quebec, 1988.
- [3] BALL J.T. An analysis of stomatal conductance. M.sc., Stanford University, 2005.
- [4] BALME M., VISCHER T., LEBEL T., PEUGEOT C., and GALLE S. Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff : Part 1 : Rainfall variability analysis. *Journal of Hydrology*, 331 :336–348, 2006.
- [5] BARET F., HAGOLLE O., GEIGER B., BICHERON P., MIRAS B., HUC M., BERTHELOT B., NIÑO F., WEISS M., SAMAIN O., ROUJEAN J.L., and LEROY M. LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION Part 1 : Principles of the algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 110 :275–286, 2007.
- [6] BASTIDAS L.A., H.V. GUPTA, SOROOSHIAN S., W.J. SHUTTLEWORTH, and Z.L. YANG. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research*, 104(D16) :19,481–19,490, 1999.
- [7] BEN MEHREZ M. Etalonnage d’un modèle de flux de surface dans le cas de l’expérience HAPEX-MOBILHY. Application de la résistance d’un couvert. Thèse de doctorat, Université de Paris 7, 1990.
- [8] BEN MEHREZ M., O. TACONET, D. VIDAL-MADJAR, and C. VALENCOGNE. Estimation of stomatal resistance and canopy evaporation during the HAPEX-MOBILHY experiment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58(3-4) :285–313, 1992.
- [9] BERNARD R., J.V. SOARES, and D. VIDAL-MADJAR. Differential bare field drainage properties from airborne microwave observations. *Water Resources Research*, 22(6) :869–875, 1986.

- [10] BHUMRALKAR C.M. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14 :1246–1258, 1975.
- [11] BLACKADAR A.K. Modeling the nocturnal boundary layer. In third Symposium Atmos. Turb. Diffusion and Air quality, pages 46–49, Raleigh, 1976.
- [12] BOONE A., DE ROSNAY P., and THE ALMIP WORKING GROUP. Almip phase 1 report. Technical report, 2007.
- [13] BRAUD I., BESSEMOULIN P., B. MONTENY, J.-P. VANDERVAERE, and M. VAUCLIN. Uni-dimensional modeling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *Journal of Hydrology*, 188-189 :912–945, 1997.
- [14] BRAUD I. and A. CHANZY. Soil properties, initial and boundary conditions for use within SVAT models in the framework of the intercomparison of SVAT models used in the Alpilles-ReSeDA project. Technical report, Alpilles-ReSeDA database, 2000.
- [15] BRAUD I., DANTAS-ANTONINO A.C., M. VAUCLIN, J.L. THONY, and P. RUELLE. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166 :213–250, 1995.
- [16] BRUNET-MORET Y., P. CHAPERON, J. P. LAMAGAT, and M. MOLINIER. Monographie hydrologique du fleuve Niger. In Edition ORSTOM, editor, *Tome II, cuvette lacustre et Niger moyen*, Paris, France, 1986.
- [17] BRUNT D. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58.
- [18] BRUTSAERT. *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel, 299 pp, 1982.
- [19] BRUTSAERT W. Local evaporation (or heat transfer) rough and smooth surfaces at ground level. *Water Ressources Res.*, 11 :543–550, 1975.
- [20] CHARNEY J. G. Dynamics of deserts and drought in the sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101 :193–202, 1975.
- [21] CHARNEY J. G., W.J. QUIRK, S. H. SHOW, and J. KORNFIELD. A comparative study of effects of albedo change on drought in semiarid regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34 :1366–1385, 1977.
- [22] CHASE T.N., J.A. KNAFF, R.A. PIELKE, and E. KALNAY. Changes in Global Monsoon Circulations Since 1950. *Natural Hazards*, 29 :229–254, 2003.
- [23] CHEN J.M., G. PAVLIC, L. BROWN, J. CIHLAR, S.G. LEBLANC, H.P. WHITE, R.J. HALL, D.R. PEDDLE, D.J. KING, and J.A. TROFYMOW. Derivation and validation of Canada-wide coarse-resolution leaf area index maps using high-resolution satellite imagery and ground measurements. *Remote Sensing of Environment*, 80 :165–184, 2002.

- [24] CHOUDHURY B.J. and J.L. MONTEITH. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114 :373–378, 1988.
- [25] CLAPPY R. and G. HORNBERGER. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14 :601–604, 1978.
- [26] CLARK D.B., C.M. TAYLOR, and A.J. THORPE. Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *Journal of Hydrometeorology*, 5 :625–639, 2004.
- [27] COGNARD A.L., LOUMAGNE C., M. NORMAND P. OLIVIER, C. OTTLÉ, D. VIDAL-MADJAR, and S. LOUAHALA. Evaluation of the ERS-1/SAR capacity to estimate surface soil moisture - First results over the Naizin. *Water Resour. Res.*, 31 :975–982, 1995.
- [28] COLLATZ G.J., J.T. BALL, C. GRIVET, and J.A. BERRY. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration : a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54 :107–136, 1991.
- [29] COUDERT B. Etude de sensibilité du modèle d'interface SEtHyS : Application au suivi de l'état hydrique des sols par assimilation de données. Rapport interne, CETP-IPSL, Juin 2003 2003.
- [30] COUDERT B. and C. OTTLÉ. An improved SVAT model calibration strategy based on the optimization of the surface temperature temporal dynamics. *Geophysical Research Letters*, submitted, 2006c.
- [31] COUDERT B., C. OTTLÉ, B. BOUDEVILLAIN, J. DEMARTY, and P. GUILLEVIC. Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual source SVAT model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3) :404–420, 2006a.
- [32] COUDERT B., C. OTTLÉ, B. BOUDEVILLAIN, and C. GUÉRIN. Use of geostationary satellite thermal infrared data to monitor surface exchanges at local scale over heterogeneous landscape : Application to Meteosat 8 data. Barcelone, Espagne, 2007. IGARSS.
- [33] COUDERT B., C. OTTLÉ, and X. BRIOTTET. Monitoring land surface processes with thermal infrared data : Calibration of SVAT parameters based on the optimisation of diurnal surface temperature cycling features. *Remote Sensing of Environment*, submitted, 2006b.
- [34] COWAN I.R. Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 94 :523–544, 1968.
- [35] DE VRIES D.A. Thermal properties of soils. In *Physics of Plant Environment*, pages 210–235. Van Wijk, North Holland, amsterdam, 1963.
- [36] DEARDORFF J.W. A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology*, 16 :1182–1185, 1977.
- [37] DEARDORFF J.W. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4) :1889–1903, 1978.

- [38] DECHARME B. and DOUVILLE H. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dynamic*, 26 :65–78, 1978.
- [39] DEMARTY J., C. OTTLÉ, I. BRAUD, J.P. FRANGI, L.A. BASTIDAS, and H.V. GUPTA. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology*, 287 :214–236, 2004.
- [40] DEMARTY J., C. OTTLÉ, I. BRAUD, A. OLIOSO, J.P. FRANGI, H.V. GUPTA, and L.A. BASTIDAS. Constraining a physically based SVAT model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resour. Res.*, 41(W01011) :doi :10.1029/2004WR003695, 2005.
- [41] DEMARTY J., C. OTTLÉ, C. FRANÇOIS, I. BRAUD, and J.P. FRANGI. Effect of aerodynamic resistance modelling on SISPAT-RS simulated surface fluxes. *Agronomie*, 22 :641–650, 2002.
- [42] DERIVE G. Estimation de l'évapotranspiration en région sahélienne. Synthèse des connaissances et évaluation de modélisations (SISVAT, Ritchie). Application à la zone d'Hapex-Sahel (Niger). Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 2003.
- [43] DESCONNETS J.C., J.D. TAUPIN, T. LEBEL, and C. LEDUC. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site : surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189 :155–178, 1997.
- [44] DESNOS Y.L., H. LAUR, P. LIM, and T. GASH. The ENVISAT-1 advanced synthetic aperture radar processor and data products. Hamburg, Allemagne, 1999. IGARSS.
- [45] ELACHI C. Introduction to the physics and techniques of remote sensing. New York : John Wiley & Sons, 1987.
- [46] FARQUHAR G.D., S. VON CAEMMERER, and J.A. BERRY. A Biochemical Model of Photosynthetic CO_2 Assimilation in Leaves of C_3 Species. *Planta*, 149 :78–90, 1980.
- [47] FOLLAND C.K., J.A. OWEN, M.N. WARD, and A.W. COLMAN. Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical and dynamical methods. *J. Forecast*, 10 :21–56, 1991.
- [48] FOURTY T. and F. BARET. Amélioration de la précision des coefficients d'absorption spécifique de la matière sèche et des pigments photosynthétiques. INRA, 1997.
- [49] FUNG A.K. Microwave Scattering and Emission Models and their Applications. Norwood, MA : Artech House, 1994.
- [50] FUNG A.K., LI Z., and CHEN K.S. Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 :356–369, 1992.
- [51] GALLÉE H., W. MOUFOUMA-OKIA, P. BECHTOLD, O. BRASSEUR, I. DUPAYS, P. MARBAIX, C. MESSENGER, R. RAMEL, and T. LEBEL. A high-resolution simulation of West Africa rainy season using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102, 2004.

- [52] GALLE S., EHRMANN M., and PEUGEOT C. Water balance in a banded vegetation pattern - A case study of tiger bush in western Niger. *Catena*, 37 :197–216, 1999.
- [53] GIANNINI A., R. SARAVAN, and P. CHANG. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302 :1027–1030.
- [54] GOND V., E. BARTHOLOME, F. OUATARA, A. NONGUIERMA, and L. BALDO. Mapping and monitoring small ponds in dry-land with VEGETATION instrument, application to West Africa. Belgirate, 2000. VEGETATION 2000 Symposium.
- [55] GOUTORBE J. P., T. LEBEL, A.J. DOLMAN, J.H.C. GASH, M. KABAT, Y.H. KERR, B. MONTENY, S. PRINCE, J.N.M. STRICKER, A. TINGA, and J.S. WALLACE. An overview of HAPEX-Sahel : a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology*, 188-189 :4–17, 1997.
- [56] GOUTORBE J. P., T. LEBEL, A. TINGA, P. BESSEMOULIN, J. BROUWER, A.J. DOLMAN, E.T. ENGMAN, J.H.C. HOEPFFNER, M. KABAT, Y.H. KERR, B. MONTENY, S. PRINCE, F. SAID, P. SELLERS, and J.S. WALLACE. Hapex-Sahel : a large scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics. *Ann. Geophys.*, 12 :53–64, 1994.
- [57] GREEN W.H. and C.A. AMPT. Studies on soil physics of flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*, 4 :1–24, 1911.
- [58] GRIST J. P. and S. E. NICHOLSON. A study of dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of Climate*, 14 :1337–1359, 2001.
- [59] GUILLOT G. and T. LEBEL. Approximation of Sahelian rainfall fields with meta-Gaussian random functions. Part 2 : Parameter estimation and comparison to data. *Stoch. Env. Res. Risk Ass.*, 13 :113–130, 1999a.
- [60] GUILLOT G. and T. LEBEL. Disaggregation of Sahelian meso-scale convective systems rains fields : further developments and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 :31533–31551, 1999b.
- [61] HANAN N.P. and S.D. PRINCE. Stomatal conductance of West-Central supersite vegetation in HAPEX-Sahel : measurements and empirical models. *Journal of Hydrology*, 188-189 :536–562, 1997.
- [62] IDSO S.B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 microns and 10.5 to 12.5 microns thermal radiation from cloudless skies. *Water Resour. Res.*, 17(2) :295–304, 1981.
- [63] JACQUEMOUD S. and F. BARET. PROSPECT : A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sensing of Environment*, 34 :75–91, 1990.
- [64] JALOTA S.K. Evaporation through soil mulch in relation to mulch characteristics and evaporation. *Aust. J. Soil Res.*, 31 :131–136, 1993.
- [65] JANICOT S., S. TRZASKA, and I. POCCARD. Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variation. *Climate Dynamic*, 18 :303–320, 2001.

- [66] JONES H.G. *Plants and Microclimate*. Cambridge University Press, 53-54, 1983.
- [67] KANEMASU T., U.D. ROSENTHAL, R.J. STONE, and L.R. STONE. Evaluation of an evapotranspiration model of corn. *Jouranl of Agronomy*, 69 :461–464, 1977.
- [68] KNYAZIKHIN Y., J.V. MARTONCHIK, D.J. DINER, R.B. MYNENI, M.M. VERTRAETE, B. PINTY, and N. GOBRON. Estimation of vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from atmosphere-corrected MISR data. *J. Geophys. Res.*, 103 :32239–32256, 1998a.
- [69] KNYAZIKHIN Y., J.V. MARTONCHIK, MYNENI, R.B. DINER, D.J., and S.W. RUNNING. Synergistic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data. *J. Geophys. Res.*, 103 :32257–32275, 1998b.
- [70] KOSTER R.D., DIRMEYER P.A., GUO Z., BONAN G., CHAN E., COX P., GORDON C.T., KANAE S., KOWALCZYK E., LAWRENCE D., LIU P., LU C.-H., MALYSHEV S., MCAVANEY S., MITCHELL K., MOCKO D., OKI T., OLESON K., PITMAN A., SUD Y.C., TAYLOR C.M., VERSEGHI D., VASIC R., XUE Y., and YAMADA T. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Sciences*, 305 :1038–1040, 2004.
- [71] KUSTAS W.P., B.J. CHOUDHURY, K.E. KUNKEL, and L.W. GAY. Estimate of the aerodynamic roughness parameters over an incomplete canopy cover of cotton. *Agricultural and Forest Meteorology*, 46 :91–105, 1989.
- [72] KUUSK A. The hot-spot effect in plant canopy reflectance. *Tartu University*, 1991.
- [73] LAFLEUR P.M. and W.R. ROUSE. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49 :135–153, 1990.
- [74] LAMB P. J. and R. A. PEPPLER. Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. *Journal of Climate*, 5 :476–488, 1992.
- [75] LAMB P.J. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, 30 :240–251, 1978.
- [76] LAMB P.J. West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts. *Tellus*, A35 :198–212, 1983.
- [77] LANDSEA C.W., GRAY W.M., MIELKE M.W., and BERRY K.J. Predictability of seasonal Sahelian rainfall by 1 December of the previous year and 1 June of the current year. In : Preprints of the 20th conference on hurricanes and tropical meteorology, AMS, San Antonio, 1993.
- [78] LAURENT J.P. Evaluation des paramètres thermiques d'un milieu poreux : optimisation d'outils de mesure in situ. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 32(7) :1247–1259, 1989.

- [79] LAVAL K. and L. PICON. Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43 :2418–2429, 1986.
- [80] LE BARBÉ L. and T. LEBEL. Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188/189 :43–73, 1997.
- [81] LE BARBÉ L., T. LEBEL, and D. TAPSOBA. Rainfall Variability in West Africa During the Years 1950-90. *Journal of Climate*, 15 :187–202, 2002.
- [82] LE HÉGARAT-MASCLE S. and C. ANDRÉ. Reduced false alarm automatic detection of clouds and shadows on SPOT images using simultaneous estimation. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2007. Soumis.
- [83] LE HÉGARAT-MASCLE S., M. ZRIBI, F. ALEM, WEISSE A., and LOUMAGNE C. Soil moisture estimation from ERS/SAR data : Toward an operational methodology. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40 :1–12, 2002.
- [84] LEBEL T. and L. LE BARBÉ. Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology*, 188/189 :97–122, 1997.
- [85] LEBEL T., H. SAUVAGEOT, M. HOEPFFNER, M. DEBOIS, B. GUILLOT, and P. HUBERT. Rainfall estimation in the Sahel : the EPSAT-NIGER experiment,. *Hydrological Sciences Journal*, 37 :201–215, 1992.
- [86] LEBEL T., J.D. TAUPIN, and N. D’AMATO. Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. *Journal of Hydrology*, 188/189 :74–96, 1997.
- [87] LEBLANC M., G. FAVREAU, S. MASSUEL, S. TWEED, M. LOIREAU, and B. CAPPELAERE. Land clearance and hydrological change in Sahel. 2007. Soumis.
- [88] LEDUC C., J. BROMLEY, and P. SCHROETER. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate : some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188/189 :123–138, 1997.
- [89] LEWIS P., DISNEY M.I., BARNSLEY M.J., and MULLER J.-P. Deriving albedo maps for HAPEX-Sahel from ASAS data using kernel-driven BRDF models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3 :1–13, 1999.
- [90] LLOYD C.R., P. BESSEMOULIN, F.D. CROPLEY, A.D. CULF, A.J. DOLMAN, J.A. ELBERS, B. HEUSINKVELD, J.B. MONCRIEFF, B. MONTENY, and A. VERHOEF. An intercomparison of surface flux measurements during HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology*, 188-189 :494–515, 1999.
- [91] LOIREAU M. Espace, ressources, Usages : spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. Ph. d., Université de Montpellier III, 1998.

- [92] MADEIRA C., P. DASH, F. OLESEN, and I. TRIGO. Generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from MSG/SEVIRI data. In *Proceedings of Land Surface Analysis SAF Training Workshop, Lisbon*, 2002.
- [93] MADEIRA C., P. DASH, F. OLESEN, and I. TRIGO. Intercomparison of METEOSAT-8 derived LST with MODIS and AATSR products. In *Acte de conférence, Dubrovnik*, 2005.
- [94] MAGAGI R.D. and Y.H. KERR. Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, 188-189 :361–384, 1997.
- [95] MANABE S. Climate and ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of Earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97 :739–805, 1969.
- [96] MASSUEL S. Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du Sud-Ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du Kori de Dantandou sur la période 1992-2003. Ph. d., Université de Montpellier II, 2005.
- [97] MATHERON G. Traité de géostatistique appliquée, Tome I, volume No.14. Mémoire su Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Edition Technip, Paris, 1962.
- [98] MATHERON G. Traité de géostatistique appliquée, Tome II, volume No.24. Mémoire su Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Edition Technip, Paris, 1963a.
- [99] MATHERON G. Principles of geostatistics. *Economic Geology*, 58 :1246–1266, 1963b.
- [100] MONIN A.S. and A.M. OBUKHOV. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR*, 151 :163–187, 1954.
- [101] MONTEITH J.L. Principles of Environmental Physics, volume 241 pp. Elsevier, New York, 1973.
- [102] MONTEITH J.L. and SZEICZ G. The CO₂ flux over a field of sugar beet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 86 :205–214, 1962.
- [103] MONTENY B.A., J.P. LHOMME, A. CHEHBOUNI, D. TROUFLEAU, M. AMADOU, M. SICOT, A. VERHOEF, S. GALLE, F. SAID, and C.R. LLOYD. The role of the Sahelian biosphere on the water and the CO₂ cycle during the HAPEX-Sahel Experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189 :516–535, 1997.
- [104] NEDLER J.A. and R. MEAD. A Simplex method for function minimisation. *Computer Journal*, 7 :308–313, 1965.
- [105] NICHOLSON S. E. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research*, 17(2) :123–144, 2001.
- [106] NOILHAN J. and PLANTON S. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117 :536–549, 1989.

- [107] ONIBON H. Simulation conditionnée des champs de pluie au Sahel : application de l'algorithme de Gibbs. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, France, 2001.
- [108] OTTLÉ C. and D. VIDAL-MADJAR. Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology*, 158 :241–264, 1994.
- [109] PALMER T.N., ALESSANDRI A., ANDERSEN U., CANTELAUBE P., and DAVEY M. Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER). *Bull. Am. Met. Soc.*, 85 :863–872, 2004.
- [110] PAULSON C.A. The mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9 :857–861, 1970.
- [111] PERRIER A. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. *Annales agronomiques*, 26, 1975.
- [112] PERRIER A. Land-surface processes : Vegetation. In *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation*, P.S. Eagleson, 1982.
- [113] PEUGEOT C., B. CAPPELAERE, E. BAXTER VIEUX, L. SEGUIS, and A. MAIA. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279 :224–243, 2003.
- [114] PRANDTL L. Ueber die ausgebildete Turbulenz. *Z. angew. Math. u. Mech.*, 5 :p. 125, 1925.
- [115] QUESNEY A., C. FRANÇOIS, C. OTTLÉ, S. LEHÉGARAT, C. LOUMAGNE, and M. NORMAND. Sequential assimilation of sar/ers data in a surface hydric model coupled to a global hydrological model with an extended kalman filter. *Remote Sensing and Hydrology 2000 Symposium*, Santa Fe, New Mexico, USA, 2000.
- [116] RAHMAN H. and G. DEDIEU. SMAC : a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, 15 :123–143, 1994.
- [117] RAMIER D., N. BOULAIN, B. CAPPELAERE, F. TIMOUK, S. BOUBKRAOUI, F. METAYER, C. LLOYD, and L. DESCROIX. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in Central Sahel - 1. energy and water. *Hydrological Sciences Journal*, 2007. Soumis.
- [118] RONCOLI C., K. INGRAM, and P. KIRSHEN. Reading the rains : local knowledge and rainfall forecasting in Burkina Faso. *Society and Natural Resources*, pages 409–427, 2002.
- [119] ROUSSE J.W., R.H. HAAS, J.A. SCHELL, and DEERING D.W. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. *Prog. Rep. RSC 1978-1, Remote sensing center, Texas AM Univ, College*, 1973.
- [120] SAUX PICART S., C. OTTLÉ, A. PERRIER, B. DECHARME, B. COUDERT, M. ZRIBI, N. BOULAIN, B. CAPPELAERE, and D. RAMIER. SETHyS_Savannah : a multiple source land surface model applied to sahelian landscapes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2007. Soumis.

- [121] SELLERS P.J., S.O. LOS, C.J. TUCKER, C.O. JUSTICE, D.A. DAZLICH, G.J. COLLATZ, and D.A. RANDALL. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part 2 : The Generation of global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data. *Journal of Climate*, 9 :706–737, 1996.
- [122] SELLERS P.J., B.W. MEESON, J. CLOSS, J. COLLATZ, E. CORPREW, D. DAZLICH, F.G. HALL, Y.H. KERR, R. KOSTER, K. MITCHELL, J. MCMANUS, D. MYERS, K.-J. SUN, and P. TRY. The ISLSCP Initiative I Global Datasets : Surface Boundary Conditions and Atmospheric Forcings for Land-Atmosphere Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(9) :1987–2005, 1996.
- [123] SENEVIRATNE S.I., D. LÜTHI, M. LITSCHI, and C. SCHÄR. Land-atmosphere couplings and climate change in Europe. *Nature*, 443 :205–209, 2006.
- [124] SHAW R. H. and A.R. PEREIRA. Aerodynamic roughness of a plant canopy : a numerical experiment. *Agricultural Meteorology*, 26 :51–65, 1982.
- [125] SHUTTLEWORTH W.J. and R.J. GURNEY. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116 :497–519, 1990.
- [126] SHUTTLEWORTH W.J. and J.S. WALLACE. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111 :839–855, 1985.
- [127] SIBSON R. A brief description of natural neighbour interpolation. In : *Interpreting multivariate Data*, Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics : Applied Probability and Statistics. John Wiley & sons Inc., New York, 1981.
- [128] SOARES J.V., R. BERNARD, O TACONNET, D. VIDAL-MADJAR, and A. WEILL. Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. *Journal of Hydrology*, 99 :281–296, 1988.
- [129] SOROOSHIAN S. and V.K. GUPTA. Model Calibration. *Computer Models of Watershed Hydrology*, pages 22–68, 1993.
- [130] SWINBANK W.C. Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89 :339–348, 1963.
- [131] TACONET O. Analyse de la thermographie infrarouge satellitaire pour la modélisation de l'évaporation sur une région agricole. Thèse de doctorat d'état, Université de Paris-Sud, 1987.
- [132] TACONET O., R. BERNARD, and D. VIDAL-MADJAR. Evapotranspiration over an Agricultural Region Using a Surface Flux/Temperature Model Based on NOAA-AVHRR Data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25 :284–307, 1986.
- [133] TAYLOR C.M. Land-atmosphere feedbacks in the West African monsoon. 2007a. Submitted to GEWEX News.

- [134] TAYLOR C.M. and ELLIS R.J. Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophysical Research Letters*, 33, 2006.
- [135] TAYLOR C.M., PARKER D.J., and HARRIS P.P. An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 34, 2007b.
- [136] TAYLOR C.M., PARKER D.J., LLOYD C.R., and THORNCROFT C.D. Observations of synoptic scale land surface variability and its coupling with the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 13 :913–938.
- [137] THOM A.S. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98 :124–134, 1972.
- [138] THOM A.S. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In : Monteith, J.L. (Ed.), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, 1975.
- [139] ULABY F.T., MOORE R.K., and FUNG A.K. *Microwave Remote Sensing Active and Passive*. Norwood, MA : Artech House, 1986.
- [140] VALENTIN C. and J.M. D’HERBÈS. Niger tiger bush as a natural water harvesting. *Catena*, 37 :231–256, 1999.
- [141] VAN DE GRIEND A.A. and P.E. O’NEILL. discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing,. In SP-254 ESA, editor, *IGARSS’86 Symposium*, Zürich, 8-11 September 1986, 1986. ESA Publications division.
- [142] VERHOEF W. Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling : the SAIL model. *Remote Sensing of Environment*, 16 :125–141, 1984.
- [143] VERHOEF W. Earth observation modeling based on layer scattering matrices. *Remote Sensing of Environment*, 17 :165–178, 1985.
- [144] VISCHÉL T. and LEBEL T. Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff : Part 2 : Idealized modeling of runoff sensitivity. *Journal of Hydrology*, 333 :340–355, 2007.
- [145] WAN Z. and DOZIER J. A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34 :892–905, 1996.
- [146] WARD M.N. Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate*, 11 :3167–3191, 1998.
- [147] WEBB E.K. Profile relationships : the log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96 :67–90, 1970.
- [148] WEISS M., BARET F., GARRIGUES S., and LACAZE R. LAI and fAPAR CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 2 : validation and comparison with MODIS collection 4 products. *Remote Sensing of Environment*, 110 :317–331, 2007.

- [149] WETZEL P.J. and J.-T. CHANG. Evapotranspiration from Nonuniform Surfaces : A First Approach for Short-Term Numerical Weather Prediction. *Monthly Weather Review*, 116 :600–621, 1998.
- [150] WU T.D., CHEN K.S., SHI J., and FUNG A.K. A transition model for the reflection coefficient in surface scattering. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39 :2040–2050, 2001.
- [151] XUE Y. Biosphere feedback on regional climate in tropical North Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123 :1483–1515, 1997.
- [152] ZHENG X. and E.A.B. ELTAHIR. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, 11(8).
- [153] ZINE S., L. JARLAN, P.-L. FRISON, E. MOUGIN, P. HIERNAUX, and J.-P. RUDANT. Land surface parameter monitoring with ERS scatterometer data over the Sahel : A comparison between agro-pastoral and pastoral areas. *Remote Sensing of Environment*, 96 :438–452, 2005.
- [154] ZRIBI M., N. BAGDADI, N. HOLAH, and O. FAFIN. New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion. *Remote Sensing of Environment*, 96 :485–496, 2005.
- [155] ZRIBI M. and M. DECHAMBRE. An new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from radar data. *Remote Sensing of Environment*, 84 :42–52, 2003.
- [156] ZRIBI M., S. SAUX PICART, C. ANDRÉ, L. DESCROIX, C. OTTLÉ, and A. KALLEL. Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region. *International Journal of Remote Sensing*, 28(16) :3547–3565, 2007.

Résumé

Dans le contexte du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), l'objectif du travail effectué est de mieux comprendre et quantifier les processus de surface agissant sur les flux de chaleur sensible et latente en région sahélienne. Une approche couplant modélisation des échanges d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère et télédétection spatiale permet une analyse spatialisée à différentes échelles. Le modèle SEtHyS_Savannah a été développé et adapté aux zones semi-arides. Dans un premier temps un étalonnage des paramètres et une validation locale du modèle ont été effectués grâce aux mesures acquises dans le cadre du programme AMMA sur deux parcelles (mil et jachère) au Niger. Puis des méthodes spécifiques de traitement des données de télédétection multi capteurs ont été développées et/ou appliquées pour les besoins de la mise en place et de la validation de la modélisation spatialisée à l'échelle du super-site AMMA/Niger. Ainsi les données SPOT haute résolution ont permis de déterminer une classification de l'occupation du sol et les cycles d'évolution de la végétation. Les données ASAR/ENVISAT et les produits issus des capteurs SEVIRI/MSG et MODIS ont été utilisés pour proposer une première validation de deux variables clefs des bilans énergétiques et hydriques que sont l'humidité de surface et la température de surface.

Cette étude montre que la modélisation mise en place donne des résultats pertinents et offre de nombreuses perspectives quant à l'étude des interactions surface-atmosphère et des impacts de modifications climatiques ou anthropiques sur les bilans de surface.

Mots-clés : modélisation, télédétection, mousson africaine, hydrologie de surface, interface continentale, savane

Abstract

In the framework of AMMA program (African Monsoon Multidisciplinary Analysis), the aim of the present work is to provide some elements to better understand and quantify surface processes that impact on sensible and latent heat fluxes over sahelian landscapes. An approach using remote sensing and a SVAT model (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) has been developed at different spatial scales. The SEtHyS_Savannah model has been adapted to semi-arid environments. The first step has been to calibrate parameters then to validate the model locally using AMMA measurements acquired over a millet and a fallow fields in Niger. Then specific methodologies have been used and developed in order to apply and validate the model at the scale of the AMMA/Niger super-site. Thus SPOT high resolution data have been used to estimate the landuse and the vegetation characteristics over the area. ASAR/ENVISAT data, SEVIRI/MSG and MODIS products have been used to propose a first validation of surface soil moisture and land surface temperature which are two key variables of the hydric and energetic budgets.

The model simulations show good agreement with the ground truth measurements and the remote sensing products over the AMMA/Niger super site. This thesis provides multiple outlooks for the study of land-atmosphere interactions and changes of surface hydric budget changes due to climate changes and anthropic pressure.

Keywords : model, remote sensing, african monsoon, surface hydrology, continental interface, savannah